



Modèle structural, mécanique et pétrophysique de la localisation de la déformation dans les grès poreux(Provence, France)

Grégory Ballas

► To cite this version:

Grégory Ballas. Modèle structural, mécanique et pétrophysique de la localisation de la déformation dans les grès poreux(Provence, France). Sciences de la Terre. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2013. Français. NNT : 2013MON20067 . tel-01001389

HAL Id: tel-01001389

<https://theses.hal.science/tel-01001389>

Submitted on 26 Nov 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITE MONTPELLIER II - UFR SCIENCES ET TECHNIQUE

École Doctorale SIBAGHE

THÈSE

pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences
Spécialité : Sciences de la Terre

Présentée et soutenue par :

Grégory BALLAS

MODÈLE STRUCTURAL, MÉCANIQUE ET PÉTROPHYSIQUE DE LA LOCALISATION DE LA DÉFORMATION DANS LES GRÈS POREUX (PROVENCE, FRANCE)

Soutenue le 02 Décembre 2013, devant le jury composé de :

GÉRAUD Yves	Rapporteur
GUIRAUD Michel	Rapporteur
CHEMENDA Alexandre	Examineur
FOSSÉN Haakon	Examineur
GUEYDAN Frédéric	Examineur
SOLIVA Roger	Directeur de thèse
BENEDICTO Antonio	Co-Directeur

Résumé

Cette étude est destinée à améliorer la compréhension des caractéristiques structurales, pétrophysiques et mécaniques des bandes de déformation dans les grès poreux ainsi que du rôle potentiel de ces structures sur les circulations de fluides en milieu réservoir.

L'analyse structurale et pétrophysique des réseaux de bandes de Provence montre que leur perméabilité est principalement fonction de l'intensité de la cataclase dans leur microstructure et des processus diagénétiques qui peuvent s'y localiser. L'analyse régionale de ces réseaux de bandes souligne l'influence majeure du régime tectonique sur leur distribution, leur organisation et leur perméabilité. Les bandes associées au régime normal (cataclastiques et peu perméables) sont localisées autour des failles cartographiques, alors que les bandes associées au régime inverse (modérément cataclastiques et perméables) sont distribuées dans toute la région. Des bandes à cinématique inverse fortement cataclastiques et imperméables ont aussi été observées, mais uniquement localisées autour du chevauchement de Roquemaure, montrant l'importance de la présence de grandes failles sur la localisation de structures cataclastiques imperméables.

L'analyse mécanique des bandes de déformation a ensuite été réalisée sur la base des résultats obtenus en Provence. L'enveloppe de plasticité des grès poreux peut être calculée à l'aide d'une solution empirique basée sur des tests dans de multiples grès de porosité et de granulométrie variées. Les essais triaxiaux menés sur le grès de la carrière de l'Étang (Orange) confirment la forme des enveloppes estimées par cette solution empirique. Les essais réalisés sur les sables de la carrière de Boncavaï (Uchaux) montrent que la taille des grains, le tri et la compaction des matériaux peu lithifiés influent sur la taille de ces enveloppes. Des trajets de contraintes sont estimés pour les phases d'enfouissement et de chargement tectonique (extension et contraction) à partir du coefficient de pression des terres au repos (K_0), calibré à partir de données de forages. Ces résultats sont intégrés à un modèle permettant d'estimer les caractéristiques structurales et microstructurales des bandes susceptibles de se former dans un contexte géologique donné.

Un modèle structural, mécanique et pétrophysique a ensuite été établi à partir de ces différents résultats. Ce modèle est calibré à partir des données de perméabilité mesurées sur les bandes de Provence et des résultats du modèle mécanique de localisation cité précédemment. Ce modèle a ensuite été confronté à une synthèse des données de perméabilité des bandes de déformation disponibles dans la littérature. Cette analyse confirme l'influence majeure du régime tectonique et de la présence de grandes failles sur la formation de structures cataclastiques imperméables. Ce modèle a enfin été appliqué sur deux sites d'exploration/exploitation d'uranium en réservoir gréseux poreux afin de montrer l'applicabilité du modèle à des cas réels d'exploration des ressources en milieux réservoirs.

Laboratoire Géosciences Montpellier – UMR 5243 – Université Montpellier II – 2, place
Eugène Bataillon – 34095 MONTPELLIER CEDEX 5

**STRUCTURAL, MECHANICAL AND
PETROPHYSICAL MODEL OF STRAIN
LOCALIZATION IN POROUS SANDSTONE
(PROVENCE, FRANCE)**

Laboratory of Géosciences Montpellier – UMR 5243 – University of Montpellier II – 2, place
Eugène Bataillon – 34095 MONTPELLIER CEDEX 5

Abstract

This study is designed to improve the understanding of structural, mechanical and petrophysical characteristics of deformation bands in porous sandstone such as their potential influence on fluid storage or migration in reservoir setting.

Structural and petrophysical analysis of band networks from Provence show that permeability of band is mainly controlled by the degree of cataclasis and diagenetic processes. Map-scale analysis of band networks underlines the major influence of tectonic regime on band distribution, organization and permeability. Bands associated to normal-fault regime (cataclasis and low-permeability) are located around map-scale fault whereas bands associated to thrust-fault regime (moderate cataclasis and permeability) are pervasively distributed in all the study area. Reverse-sense bands show intense cataclasis and low-permeability only around the Roquemaure thrust, which shows the importance of large-scale fault on the localization of cataclastic and low-permeability structures.

A mechanical analysis of deformation bands is performed, based on results from Provence. Yield envelopes of porous sandstone are calculated from empirical solution based on several tests performed on sands with various porosity and granulometry. Triaxial tests done on sandstone from the l'Etang quarry (Orange) confirm the shape of yield envelope calculated using the empirical solution. Triaxial tests done on the poorly-lithified sands of the Boncavaï quarry (Uchaux) show grain size, sorting and packing-density influencing size of yield envelope. Stress paths are calculated for burial and tectonic events (extension and contraction) using the coefficient of Earth Pressure at Rest (K_0), calibrated from well data. These different results are integrated into a model which allows to estimate the structural and microstructural characteristics of bands susceptible to form for a certain geological setting.

A structural, mechanical and petrophysical model is established from these results. This model is calibrated by permeability data from deformation bands of Provence and results from the mechanical model of strain localization. This model is also confronted to a synthesis of deformation band permeability data from literature. This analysis confirms the major influence of tectonic regime and large-scale fault on localization of cataclastic and low-permeability structures. This model is applied for two sites of uranium exploration/exploitation in porous sandstone reservoirs to show the applicability of this model for real case of resource exploration in reservoir setting.

Mots-Clés

Bande de déformation ; failles ; catalase ; grès poreux ; régime tectonique ; perméabilité ; circulations de fluides ; mécanique

Key-Words

Deformation band ; fault ; cataclasis ; porous sandstone ; tectonic regime ; permeability ; fluid flow ; mechanic

Préambule

Ce travail de thèse est le fruit d'une collaboration de plusieurs années entre le laboratoire Géosciences Montpellier et la société Areva, entreprise spécialisée dans la prospection, l'exploitation et le conditionnement des ressources en uranium.

Ces travaux font suite à une première thèse réalisée par E. Saillet sous la tutelle de C. Wibberley à l'Université de Nice-Sophia Antipolis et à deux stages de Master 2 complémentaires, réalisés par T. Cavailhes en 2009 et G. Ballas en 2010 au laboratoire Géosciences Montpellier sous la tutelle de R. Soliva, en collaboration avec A. Benedicto de la société Areva. Ces différents travaux ayant donnés des résultats prometteurs et à de nouvelles perspectives de recherche, un nouveau projet de thèse fut initié fin 2010 en co-tutelle entre la société Areva et le laboratoire Géosciences Montpellier (équipe Bassins), par l'intermédiaire de l'école doctorale SIBAGHE et de l'Université Montpellier II.

De nombreuses collaborations ont pu être réalisées au cours de ce projet, notamment avec les universités de Franche-Comté (J-P. Sizun), de Bergen (H. Fossen, L. Zuluaga, E. Skurtveit, A. Rotvatn), de Grenoble (P. Bésuelle, P. Charrier), et de Nice-Sophia-Antipolis (A. Chemenda) ainsi que les sociétés Total (C. Wibberley, C. Goult, P. Marchina) et Conoco-Philips (R. Schultz). Ces collaborations variées ont permis d'aboutir à la diversité et la richesse des résultats qui seront exposés dans ce manuscrit. Plusieurs travaux en cours : analyses de terrain aux Etats-Unis (thèse de L. Zuluaga), modélisations numériques (travaux d'A. Chemenda), ainsi que de prometteuses perspectives de recherche ont aussi pu être initiées grâce à ces collaborations. Une note récemment finalisée, issue de la collaboration avec A. Chemenda à Nice-Sophia Antipolis, sera ajoutée en annexe à ce manuscrit (Annexe C).

La forme dactylographique utilisée pour les notes intégrées à ce mémoire diffère de celle du manuscrit en général. Notons aussi que la numérotation des figures dans les notes est indépendante de celle du mémoire.

Un glossaire résumant l'ensemble des symboles utilisés dans ce manuscrit est intégré après les remerciements.

Un catalogue résumant les données brutes provenant des affleurements décrits en Provence et des lame-minces analysées au cours de ces travaux sera aussi ajouté sous la forme d'une annexe complémentaire au manuscrit (Annexe D).

Remerciements

Je tiens à remercier en premier **Roger Soliva** pour avoir consacré son temps à encadrer ce travail de thèse, pour m'avoir laissé la liberté d'entreprendre les travaux qui me tenaient à coeur, de m'avoir permis de réaliser d'enrichissantes collaborations et de m'avoir tout simplement donné goût à la géologie structurale. Merci à toi.

Je remercie aussi **Antonio Benedicto** pour avoir co-encadré ce travail de thèse. Merci de m'avoir fait profiter de ton expérience et de ton aiguillage sur les problématiques d'application. Je remercie par la même occasion **Anna Giné** pour son aide sur la Mongolie.

Un grand merci à **Jean-Pierre Sizun** pour son accueil au laboratoire Chrono-Environnement de Besançon et ses conseils sur les approches pétrophysiques comme structurales.

Merci aussi à **Suzanne Raynaud**, **Thibault Cavailhes** et **Alfredo Taboada** pour m'avoir fait profiter de leurs expériences variées et de leur vision sur les bandes de déformation.

Un grand merci à **Haakon Fossen**, **Luisa Zuluaga**, **Richard Schultz**, **Atle Rotevatn** et **Elin Skurtveit** pour les supers missions qu'on a pu faire ensemble dans le désert du Nevada et de l'Utah ainsi que les belles collaborations qui ont pu être réalisées ou initiées pendant ce travail de thèse.

Merci à **Pierre Bésuelle** et **Pascal Charrier** pour leur accueil au laboratoire 3SR de Grenoble et pour avoir consacré du temps à se battre avec ces matériaux forts sympathiques.

Merci à **Alexandre Chemenda** pour les discussions intéressantes que l'on a pu avoir autour des bandes de déformation. Merci aussi pour les modélisations numériques que tu as réalisé et qui ont pu être en partie intégrées à ce travail de thèse. Je remercie par la même occasion **Jean-Pierre Petit** qui est à l'origine de cette collaboration.

Je remercie **Stéphane Dominguez**, **Pierre Labaume** et **Michel Séranne** pour m'avoir fait profiter de leurs précieux conseils lors des comités de thèse.

Merci à **Claude Goult**, **Atef Onaisi**, **Philippe Marchina** et **Christopher Wibberley** pour nous avoir fourni de précieuses données de contraintes en forage ainsi que pour leur accueil à Pau.

Un merci tout particulier à **Doriane Delmas** et **Christophe Nevado** pour les belles lames qu'ils ont confectionnés et sans lesquelles ses travaux n'auraient pas pu être réalisés dans de bonnes conditions. Je remercie par la même occasion toutes les personnes du laboratoire Géosciences Montpellier qui m'ont apportées leur aide au cours de cette thèse, notamment **Céline Fabregat** à la gestion des frais de mission, **Laurent Dezileau** au

granulomètre laser, **Pierre Camps** sur la carotteuse, **Michel Peyret** pour son aide précieuse dans la quantification de la forme des grains de sables,....

Je remercie **Marie-Simone Cabral** et **Hugo Humbert** pour m'avoir donné un coup de main lors des analyses de terrain.

Merci beaucoup à toutes les exploitants de sables et carriers, notamment les entreprises **Delorme, Veolia et Sablex**, pour nous avoir donné accès à leurs sites d'exploitation et sans lesquels nous n'aurions pas pu travailler dans de si bonnes conditions.

Merci à tous les collègues doctorants et autres que j'ai pu côtoyer durant ces trois dernières années. Un merci spécial aux collègues stéphanois qui m'accompagnent depuis toutes ces années d'études passées ensemble.

Je remercie à mes parents pour m'avoir soutenu durant toutes ces années d'études ainsi qu'à tous mes proches.

Un grand merci final pour toi **Lyvane**, sans qui ces années n'auraient pas été aussi riches. Merci pour ton aide et ton soutien sans failles durant ces trois années de thèse.

Glossaire des symboles

- Attributs géométriques

D* ou *D_s: Rejet cisailant le long d'un bande (en mm ou en cm)

T* ou *T_b: Épaisseur de bande (en mm ou en cm)

T_{max}: Épaisseur maximale par site d'étude (en cm)

T_{tot}: Épaisseur totale (brin + roche hôte) d'une bande multibrin ou amas (en cm)

L: Longueur de bande (en cm)

S_b: Espacement entre les bandes (en cm)

2θ: Angle diédral entre les sets de bandes conjuguées (en °)

D_c: Compaction (en mm)

O_c: Rejet cisailant induit par compaction (en mm)

Ds(net): Rejet cisailant net (en mm)

$$Ds(net) = Ds - Oc$$

- Caractéristiques microstructurales

R₅₀* ou *R: Rayon de grain médian (en mm)

d₅₀* ou *D₅₀: Diamètre de grain médian (en mm)

R_{modal}: Rayon de grain modal (en mm)

D_{modal}: Diamètre de grain modal (en mm)

Cu: Tri

$$Cu = D_{60}/D_{10}$$

Avec ***D₆₀***: diamètre de grain pour lequel 60% du volume de roche est constitué de grains plus fins, et ***D₁₀***: diamètre de grain pour lequel 10% du volume de roche est constitué de grains plus fins

α_m: Angle entre les chaines de force et la bande (en °)

%clasts: Proportion de matrice cataclastique (en %)

C: Nombre de coordination (nombre moyen de contacts entre un grain et ses voisins)

Dr: Densité relative (%)

- Propriétés Pétrophysiques

φ* ou *n: Porosité (en %)

k: Perméabilité (en mD ou D)

$$k = \phi / cFs^2$$

Avec ***c*** = 2 et ***F*** = $\phi^{-1.5}$

s: Surface spécifique (en m²)

T: Transmissibilité

$$T = [1 + (t_f/L) ((k_m - k_f) / k_f)]^{-1}$$

Avec ***t_f/L***: ratio entre épaisseur de bande sur longueur d'affleurement, ***k_m*** perméabilité des bandes et ***k_f*** perméabilité du grès hôte

R_a: Rayon majeur d'accès au pore (μm)

R₅₀: Rayon médian d'accès au pore (μm)

e: Ratio de vide

- Mécanique

σ_v: Contrainte verticale (en Pa)

σ_h: Contrainte horizontale mineure (en Pa)

σ_H: Contrainte horizontale majeure (en Pa)

σ₁: Contrainte principale majeure (en Pa)

σ₂: Contrainte principale intermédiaire (en Pa)

σ₃: Contrainte principale mineure (en Pa)

σ_T: Composante tectonique de la contrainte (en Pa)

K₀: Coefficient de pression des terres au repos

$$K_0 \sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$$

Q: Contrainte différentielle ou déviatorique (en Pa)

$$Q = \sigma_1 - \sigma_3$$

P': Contrainte moyenne effective (en Pa)

$$P' = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 - P_f$$

P_f: Pression de fluide (en Pa)

P_c: Pression de confinement (en Pa)

C': Seuil de rupture fragile (en Pa)

C* : Seuil de plasticité à un chargement axial (en Pa)

C** : Seuil de rupture fragile après déformation plastique « ductile » (en Pa)

P* : Seuil de plasticité à un chargement hydrostatique dans les grès (en Pa)

$$P^* = (\phi R)^n$$

Avec l'exposant n correspondant la pente d'une droite sur un graphique Log-Log. Cette pente est environ égale à -3/2

P_{co} : Pression de consolidation dans les sables (en Pa)

(σ'_v)_{M_{max}} et (σ'_v)_{M_C} : Seuils de plasticité à un chargement hydrostatique (en Pa) correspondant au maximum de courbure sur un graphique de ratio de vide (e) vs contrainte verticale effective (σ'_v) dans les sables (en Pa)

M : Pente de la critical state line

$$M = 6 \sin \phi / (3 - \sin \phi)$$

Avec ϕ : Angle de friction (en °)

μ : Coefficient de friction interne

$$\mu = \tan (\phi)$$

β : Facteur de dilatance

h_{cr} : Module de durcissement critique

G : Module de cisaillement élastique

γ : Déformation cisailante

τ : Contrainte cisailante (en Pa)

σ_n : Contrainte normale (en Pa)

ρ : Densité (en kg/m⁻³)

F : Force compressive entre deux grains (en N)

ν : Coefficient de Poisson

Les symboles des paramètres utilisés pour quantifier la forme des grains sont exposés dans l'Appendix A de la note 4.

Les symboles des paramètres utilisés pour les modélisations numériques sont décrits dans la note 6.

Table des matières

Résumé.....	1
Abstract.....	5
Mots-Clés/Key-Words	6
Préambule.....	7
Remerciements	8
Glossaire des symboles	10
Table des matières.....	12
Introduction	19
1. État de l’art et problématique.....	25
1.1. La localisation de la déformation dans les grès poreux	25
1.1.1. Failles et bandes de déformation.....	25
1.1.2. Classification des bandes de déformation	28
1.2. Impact des bandes de déformation sur les circulations de fluides.....	35
1.2.1. Propriétés pétrophysiques des bandes de déformation.....	35
1.2.2. Impact des bandes sur les circulations de fluides	37
1.3. Paramètres contrôlant les propriétés structurales et pétrophysiques des bandes de déformation.....	40
1.3.1. Caractéristiques internes du grès hôte	40
1.3.2. Contraintes appliquées (facteurs externes)	46
1.4. Mécanique des milieux granulaires poreux	51
1.4.1. Essais triaxiaux et méthodologie.....	51
1.4.2. Mesure des enveloppes de plasticité.....	52
1.4.3. Partie fragile des enveloppes	56
1.4.4. Partie ductile des enveloppes	57
1.4.5. Théorie et modèle numérique	61
1.4.6. Comparaison analyse de terrain/essai en laboratoire	64
1.5. Problématique et présentation du travail effectué	66

1.5.1. Limites des études antérieures et problématique	66
1.5.2. Questions.....	68
1.5.3. Structuration du travail réalisé.....	69
2. Analyse structurale et pétrophysique des bandes de déformation de Provence : Paramètres contrôlant la structure, la localisation et la perméabilité des bandes cataclastiques	75
2.1. Rôle de l'intensité de la cataclase dans l'évolution des réseaux de bandes cisailantes vers la formation de barrières de perméabilité.....	76
<i>Note 1 : The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, Provence, France</i>	<i>77</i>
2.2. Rôle de l'enfouissement sur les propriétés pétrophysiques des bandes de compaction.....	99
<i>Note 2 : Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France)</i>	<i>101</i>
2.3. Rôle du contexte tectonique, des grandes failles et de la granulométrie sur les propriétés structurales et pétrophysiques des réseaux de bandes de déformation	116
<i>Note 3 : Control of tectonic setting and large-scale faults on basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France)</i>	<i>117</i>
2.4. Synthèse	145
3. Analyse mécanique des bandes de déformation en Provence : Enveloppes de plasticité et trajets de contraintes	149
3.1. Quantification des enveloppes de plasticité	150
3.1.1. Estimation des enveloppes de plasticité par solution empirique	150
3.1.2. Mesure de l'enveloppe de plasticité du grès de la carrière de l'Étang (Orange)	152
3.1.3. Rôle de la compaction et du tri du matériau sur la localisation des bandes de déformation dans les grès poreux non-lithifiés.....	159
<i>Note 4 : Sand textural control on deformation bands in poorly-lithified sandstone (Orange, France) – combined insight from field observations and experimental work</i>	<i>161</i>
3.2. Estimation des trajets de contraintes	182
3.2.1. Enfouissement.....	182
3.2.2. Chargement tectonique	184
3.3. Modèle de localisation de la déformation dans les grès poreux	187

<i>Note 5 : A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties, new insight from Provence (southern France)</i>	189
3.4. Synthèse	205
4. Modèle structural, mécanique et pétrophysique de la déformation dans les grès poreux :	
Calibration, validation et applications	211
4.1. Calibration d'un modèle structural, mécanique et pétrophysique des bandes de déformation à partir des données de Provence	211
4.1.1. Estimation des structures formées	211
4.1.1. Calibration des propriétés pétrophysiques	216
4.2. Confrontation du modèle à une synthèse bibliographique des données de perméabilité des bandes de déformation dans les grès poreux	218
4.2.1. Influence du type de bande.....	218
4.2.2. Influence de l'évolution macroscopique et microscopique des bandes cataclastiques ...	221
4.2.3. Contrôle du régime tectonique et de la présence des grandes failles	222
4.2.4. Influence de l'enfouissement	227
4.2.5. Influence de la porosité, de la taille de grains et du tri.....	230
4.2.6. Discussion/Conclusions	232
4.3. Application des sites d'exploration/exploitation d'uranium.....	235
4.3.1. Kazakhstan.....	235
4.3.2. Mongolie	240
4.4. Synthèse	247
Conclusions Générales	251
Références	257
A. Analyse des marqueurs de paléo-circulations de fluides	278
A.1. Analyses structurales des marqueurs de paléo-circulations de fluides.....	278
A.2. Analyses minéralogiques.....	280
A.3. Formation des marqueurs.....	284
B. Formation des minéralisations d'uranium dans les réservoirs sablo-gréseux poreux	287
B.1. Transport et concentration de l'uranium.....	287

B.2. Formation des minéralisations dans les grès et les sables poreux	287
B.2.1. Formation des minéralisations type « roll-front »	288
B.2.2. Formation des minéralisations type « pénéconcordant »	288
B.2.3. Formation des minéralisations dans les zones de faille	289
C. Rôle de l'hétérogénéité mécano-stratigraphique sur l'organisation des réseaux conjugués de bandes cataclastiques cisailantes dans les réservoirs gréseux poreux	291
<i>Note 6 : Impact of a multilayer structure on initiation and evolution of strain localization in a reservoir: field data and numerical modeling</i>	<i>293</i>
D. Catalogue de données des affleurements de Provence et des lames-minces étudiées	305
D.1. Les affleurements étudiés.....	306
D.1.1. Les affleurements du Gard rhodanien	306
D.1.2. Les autres affleurements de Provence	350
D.2. Microstructures.....	359
D.2.1. Roche hôte	359
D.2.2. Shear-Enhanced Compaction Bands	366
D.2.3. Compactional Shear Bands	380
D.2.4. Shear Bands.....	387
D.2.5. Autres.....	403

INTRODUCTION

Introduction

L'eau, les hydrocarbures, voire certaines ressources minérales, circulent et sont susceptibles d'être piégées dans des niveaux géologiques propices, tels que certaines strates sédimentaires poreuses. Ces strates considérées alors comme des réservoirs géologiques peuvent constituer un intérêt économique majeur et sont activement recherchées et exploitées à travers le monde. Les réservoirs sableux et gréseux poreux constituent une part importante de ces réservoirs, y compris pour des problématiques de stockage du CO₂ ou de ressources en uranium. De nombreuses études ont par conséquent été menées sur les réservoirs gréseux poreux, généralement complexes par leur architecture et leurs propriétés pétrophysiques. Les déformations tectoniques, par la formation de joints, de failles ou de plis, peuvent apporter un degré de complexité supplémentaire à ces réservoirs. Les failles et les joints affectent les propriétés pétrophysiques des grès hôtes et peuvent, en effet, constituer les principaux vecteurs de circulation ou de piégeage des fluides en milieu réservoir (voir la récente synthèse de Faulkner et al. (2010) ainsi que les papiers cités dans cette analyse) (Fig. 0.01).

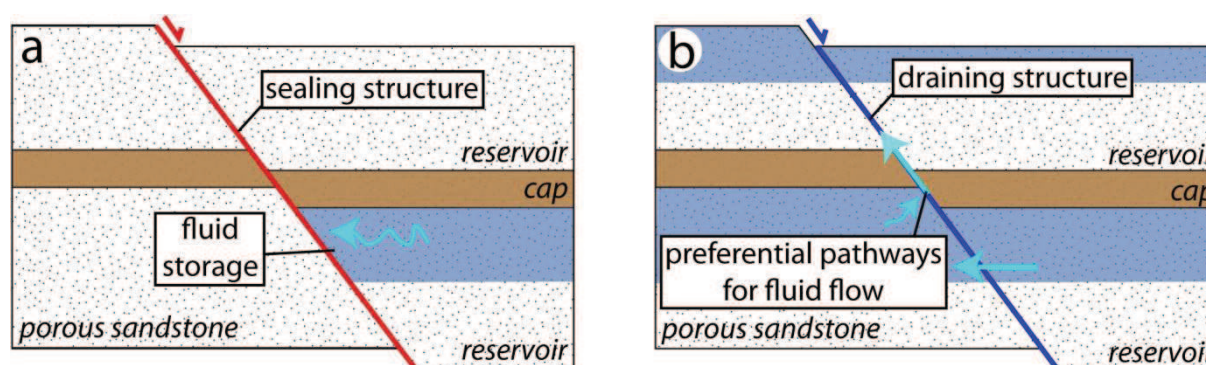


FIGURE 0.01 – Rôle des failles sur les circulations de fluides dans les réservoirs poreux. (a) Cas d'une structure stoppant les circulations de fluides. (b) Cas d'une structure permettant aux fluides de circuler d'un réservoir à l'autre. Les flèches bleues représentent les circulations de fluides potentielles.

FIGURE 0.01 – Role of faults on fluid flow in porous reservoirs. (a) Structure limiting fluid flow. (b) Structure allowing fluid flow between reservoirs. Blue arrows show the fluid flow.

Dans les grès poreux, les failles s'initient par le développement de zones de déformation cataclastiques, d'épaisseur millimétriques à centimétriques et de quelques dizaines de mètres de longueur, décrites comme des bandes de déformation (Aydin, 1978 ; Aydin et Johnson 1978 ; Antonellini et Aydin, 1995 ; Shipton et Cowie, 2003 ; Wibberley et al., 2007). Ces bandes se caractérisent par des microprocessus de déformation, tels que des réarrangements ou le broyage des grains, induisant une modification de la structure granulaire de la roche encaissante (Fowles et Burley, 1994 ; Antonellini et al., 1994 ; Gibson, 1998 ; Ogilvie et Glover, 2001 ; Fossen et al., 2007). Ces bandes, ainsi que les failles qui leur sont associées, affectent par conséquent les propriétés pétrophysiques du réservoir (porosité, perméabilité) (Antonellini et Aydin, 1994 ; Fisher et Knipe, 2001 ; Fossen et Bale,

2007 ; Sallet et Wibberley, 2013). Elles peuvent ainsi constituer un facteur important de circulation ou de piégeage des fluides en milieu réservoir (Jourde et al., 2002 ; Sidga et Wilson, 2003 ; Tueckmantel et al., 2012) (Fig. 0.01). Plusieurs exemples de relation entre bandes de déformation, failles et circulations de fluides ont été décrits dans des grès poreux, sans qu'aucune conclusion systématique n'ait pu être établie (Antonellini et al., 1999 ; Parnell et al., 2004 ; Eichhubl et al., 2004 et 2010 ; Parry et al., 2004 ; Sample et al., 2006). Le rôle de ces structures en milieu réservoir reste donc mal compris et plusieurs interrogations persistent à propos des processus contrôlant l'étanchéité des bandes de déformation dans ces milieux.

De nombreux paramètres contrôlent l'initiation et les caractéristiques des bandes de déformation et des failles dans les grès poreux. Leur distribution ou localisation, leurs attributs géométriques, l'intensité des déformations microstructurales qui s'y opèrent, ainsi que les propriétés pétrophysiques qui en découlent, sont en effet contrôlés par des paramètres tels que l'enfouissement (Fisher et Knipe, 2001), les propriétés granulaires, pétrophysiques et mécaniques du grès (Schultz et al., 2010 ; Fossen et al., 2011 ; Chemenda et al., 2012), voire le contexte tectonique en action (Solum et al., 2010) même si l'influence de ce dernier reste à être clairement démontrée (Fossen et Rotevatn, 2012). Néanmoins, plusieurs questions demeurent à propos de l'influence de chacun de ces paramètres sur les caractéristiques structurales et pétrophysiques des bandes de déformation : Quel est l'influence de l'évolution des réseaux de bandes cataclastiques sur leur propriétés structurales et pétrophysiques ? Quel est l'impact de l'enfouissement sur la typologie et l'intensité de la déformation ? Quel contrôle a le régime tectonique et la présence de grandes failles sur la distribution et les caractéristiques des réseaux de bandes ? Quelles est l'influence des propriétés intrinsèques du réservoir (porosité, granulométrie, tri, lithification, alternance des couches) ? Une analyse approfondie de ces différents paramètres devrait nous permettre d'établir une approche permettant d'estimer la formation et les propriétés structurales et pétrophysiques de ces objets dans un contexte géologique donné.

Objectif du travail et choix du site d'étude

Lors de cette étude, nous proposons de réaliser une analyse multi-échelles (de la lame-mince au bassin) et multi-approches (cartographique, analyse structurale, microstructurale, pétrophysique et mécanique) de l'analogue de réservoir gréseux poreux déformé que constituent les grès crétacés du Bassin du Sud-Est de la France (e.g. Sallet, 2009). Ces grès ont en effet subi plusieurs événements tectoniques (Contraction Pyrénéenne ; Extension Oligocène-Miocène) et montrent différentes générations de failles et de bandes de déformation, exposées dans plusieurs carrières à travers toute la zone d'étude (Wibberley et al., 2000 et 2007 ; Sallet et Wibberley, 2010). Cette analyse devrait nous permettre de mieux comprendre ces objets d'échelle sous-sismique, généralement

invisibles en milieux réservoirs ; et notamment d’avoir une idée plus précise de leurs propriétés pétrophysiques ainsi que des facteurs contrôlant leurs caractéristiques. Cette étude est réalisée dans l’optique d’établir un modèle simple permettant d’estimer l’initiation et le type de structures de déformation susceptible de se former dans un contexte géologique donné (caractéristiques internes au réservoir, enfouissement, régime tectonique, ...) ainsi que d’évaluer leur rôle potentiel sur les circulations de fluides en contexte réservoir.

Structure du mémoire

Cette étude se structure de la manière suivante :

- Dans le **Chapitre 1** nous définirons l’**état actuel des connaissances** à propos des caractéristiques structurales et pétrophysiques des bandes de déformation dans les grès poreux ainsi que leur impact connu sur les circulations de fluides. Nous montrerons que différents paramètres contrôlent leurs caractéristiques et qu’une approche mécanique est nécessaire pour l’analyse de ces objets.
- Dans le **Chapitre 2** nous présenterons les **analyses structurales et pétrophysiques** réalisées sur les bandes de déformation du bassin du Sud-Est de la France (Provence). Nous montrerons l’influence des différents paramètres internes (porosité, granulométrie) et externes (enfouissement, régime tectonique), sur la distribution spatiale, l’intensité des déformations microstructurales (degré de cataclase) et la perméabilité de ces objets.
- Dans le **Chapitre 3** nous réaliserons une **analyse mécanique** des bandes de déformation dans les grès poreux (approche empirique, essais triaxiaux, données de contraintes en forages) aboutissant à l’élaboration d’un modèle de localisation permettant d’estimer les caractéristiques structurales des bandes de déformation susceptible de se former dans un contexte tectonique simple.
- Dans le **Chapitre 4** nous établirons un **modèle structural, mécanique et pétrophysique** de la déformation dans les grès poreux, basé sur les résultats décrits dans les précédents chapitres. Ce modèle sera calibré à partir des données de Provence puis confronté à une synthèse bibliographique de données de perméabilité. Nous appliquerons ensuite ce modèle sur deux cas d’exploration/exploitation d’uranium en réservoir gréseux poreux (société AREVA, sites du Kazakhstan et de Mongolie).

CHAPITRE I

1. État de l'art et problématique

Ce chapitre a pour objectif de définir les spécificités de la déformation dans les grès poreux, en particulier les relations entre **failles et bandes de déformation** ; la **classification** de ces bandes ; l'état des connaissances au sujet de leur **propriétés pétrophysiques** et leur **rôle potentiel sur les circulations de fluides**. Les différents **paramètres contrôlant** les propriétés structurales et pétrophysiques des bandes de déformation seront ensuite mis en avant. Enfin, les bases de la **mécanique des milieux granulaires poreux** seront décrites, car utilisées dans ce manuscrit afin de modéliser les processus de déformation dans ce type de réservoir. Les informations essentielles de ce premier chapitre seront résumées dans une dernière partie afin de soulever les limites des connaissances actuelles et de définir la **problématique** à laquelle nous tenterons de répondre dans les prochains chapitres.

1.1. La localisation de la déformation dans les grès poreux

1.1.1. Failles et bandes de déformation

De nombreuses études ont été menées afin de comprendre les processus d'initiation et de développement des failles dans les grès (Aydin, 1978 ; Aydin et Johnson, 1978, 1983 ; Antonellini et Aydin, 1995 ; Myers et Aydin, 2004 ; Wibberley et al., 2000, 2007 ; Hesthammer et Fossen, 2001 ; Davatzes et al., 2003, 2005 ; Shipton et Cowie, 2001, 2003 ; De Joussineau et Aydin, 2007 ; Sallet et Wibberley, 2010). Dans cette lithologie, les failles s'initient par la formation de structures de déformation de petites dimensions qui sont soit des joints ou des fractures (Fig. 1.01a), soit des zones de déformation ne formant pas de discontinuité nette dans la roche hôte et décrites comme des bandes de déformation (Fig. 1.01b).

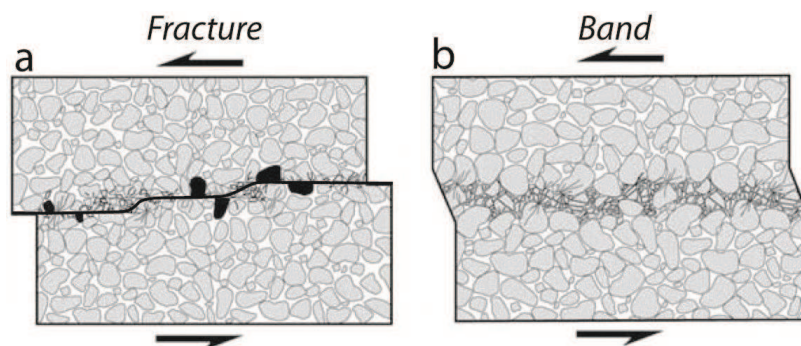


FIGURE 1.01 - Les deux types distincts de structures de déformation dans les grès (d'après Aydin et al., 2006). (a) Les joints/fractures. (b) Les bandes de déformation.

FIGURE 1.01 - Distinct types of deformation in sandstone (modified from Aydin et al., 2006). (a) Joints/fractures. (b) Deformation bands.

Le type de déformation ; i.e. fracture ou bande ; dépend essentiellement de la porosité (ϕ) et de la cimentation du grès hôte (Aydin, 1978 ; Myers et Aydin, 2003 ; Davatzes et al., 2003) (Fig. 1.02). Les joints et les fractures se forment en effet dans les grès peu poreux et ou cimentés ($\phi < 15\%$), alors que les bandes de déformation se forment dans les grès de forte porosité et ou peu cimentés ($\phi > 15\%$) (Antonellini et Aydin, 1994). Dans notre étude, nous focaliserons sur l'analyse des bandes de déformation localisées dans les grès poreux.

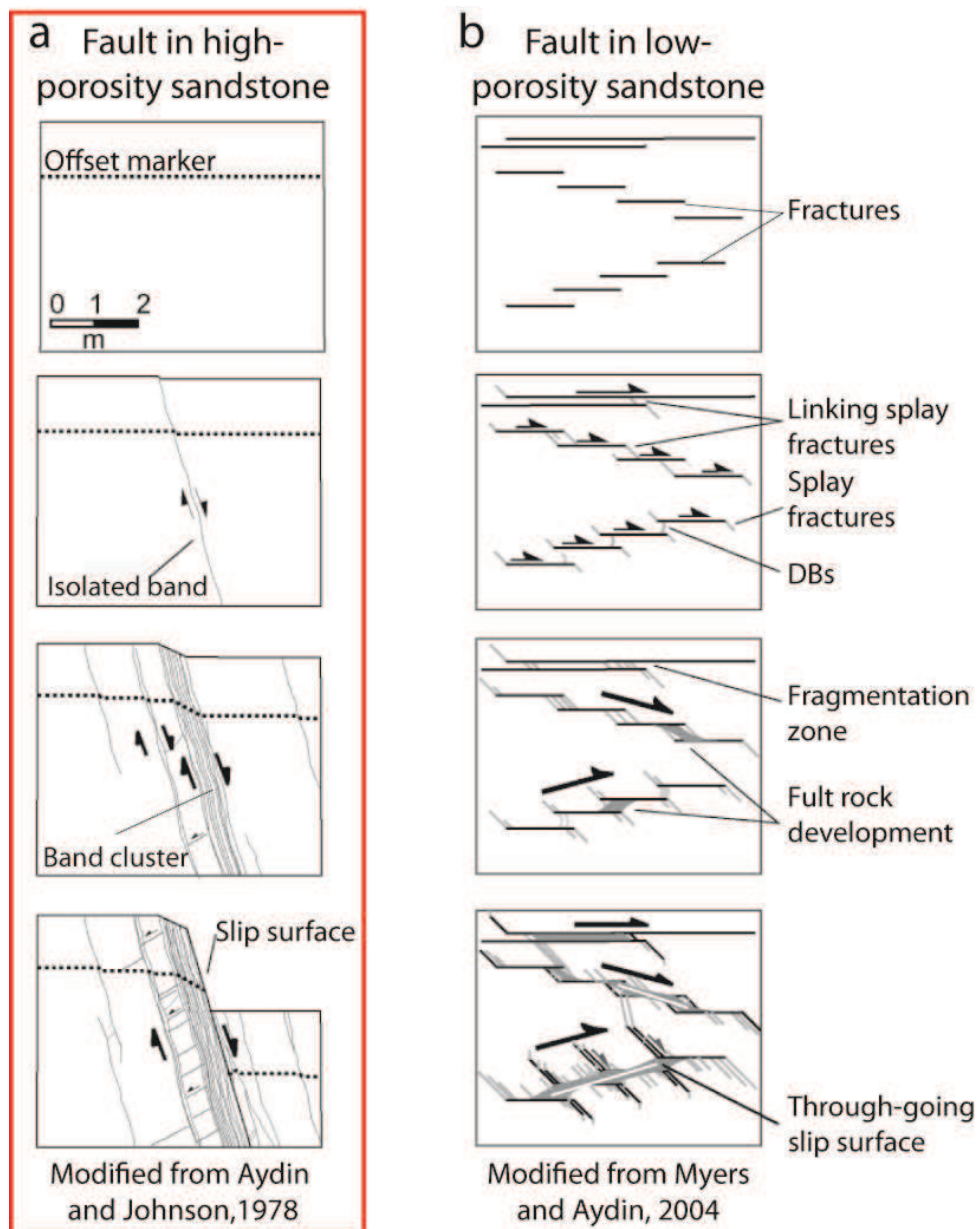


FIGURE 1.02 – Les différentes étapes de formation des failles dans les grès (modifié d'après Davatzes et al., 2003). (a) Faille formée dans les grès poreux à partir de bandes de déformation. (b) Faille formée dans les grès peu poreux à partir de joints.

FIGURE 1.02 – Stages of fault development in sandstone (modified from Davatzes et al., 2003). (a) Fault formed in high-porosity sandstone by deformation bands. (b) Fault formed in low-porosity sandstone by joints.

Les bandes de déformation constituent donc les précurseurs à l'initiation et à la localisation des failles dans les milieux gréseux ou sableux de forte porosité. L'évolution des bandes de déformation aux failles se fait par une accumulation progressive de brins de déformation (ou bande unique) les uns à côté des autres ; depuis une bande isolée jusqu'à un amas de bandes ou « cluster » (Aydin et Johnson, 1983 ; Mair et al., 2000 ; Sallet et Wibberley, 2010) (Figs. 1.02 et 1.03). Ce processus appelé « strain hardening » (Rudnicki and Rice, 1975) conduit à un changement de type de déformation : passant de la formation de bandes à la localisation d'une surface de glissement discrète correspondant à l'initiation de la faille (Aydin, 1978 ; Schultz et Siddharthan, 2005 ; Wibberley et al., 2007) (Fig. 1.02).

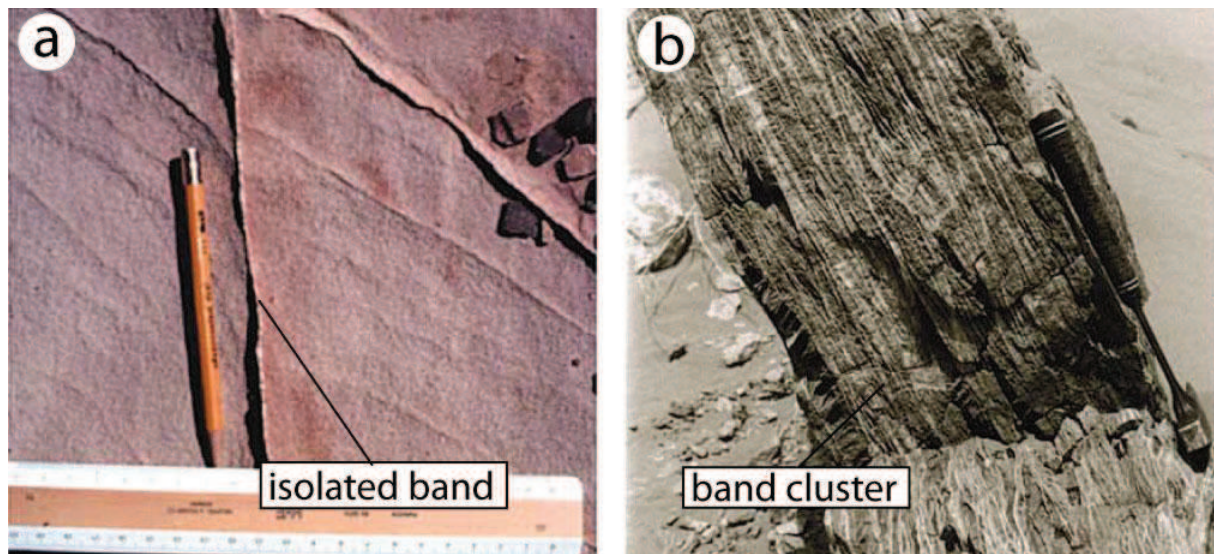


FIGURE 1.03 – (a) Bande de déformation isolée. (b) Amas de bandes ou « cluster » (modifié d'après Aydin et al., 2006).

FIGURE 1.03 – (a) Isolated deformation band. (b) Band cluster (modified from Aydin et al., 2006).

On observe généralement les bandes de déformation localisées autour des failles (Du Bernard et al., 2002b ; Sallet et Wibberley, 2010) et plus précisément dans leur zone d'endommagement (Shipton et Cowie, 2001, 2003 ; Du Bernard et al., 2002b ; Fossen et al., 2007 ; Johansen et Fossen, 2008 ; Schueller et al., 2013) (Fig. 1.04). Des bandes de déformation, plus ou moins isolées ou densément rassemblées (amas de bandes ou clusters), sont néanmoins observées en dehors des zones de failles, où elles peuvent constituer les étapes intermédiaires entre la bande isolée et la faille localisée (Fig. 1.02).

Les bandes de déformation présentent des épaisseurs allant du millimètre à la dizaine de centimètres dans les amas de bandes les plus épais (Fossen et Bale, 2007) (Fig. 1.05a). Ces structures montrent généralement des rapports de déplacement sur longueur inférieurs à ce qui est communément observé pour les failles (Fossen et Hesthammer, 1997 ; Schultz et Fossen, 2002 ; Schultz et al., 2008, 2013) (Fig. 1.05b). Elles accumulent des rejets cisailant centimétriques à pluri-décimétriques, pour des longueurs maximales ne dépassant pas la centaine de mètres (Fossen et al., 2007).

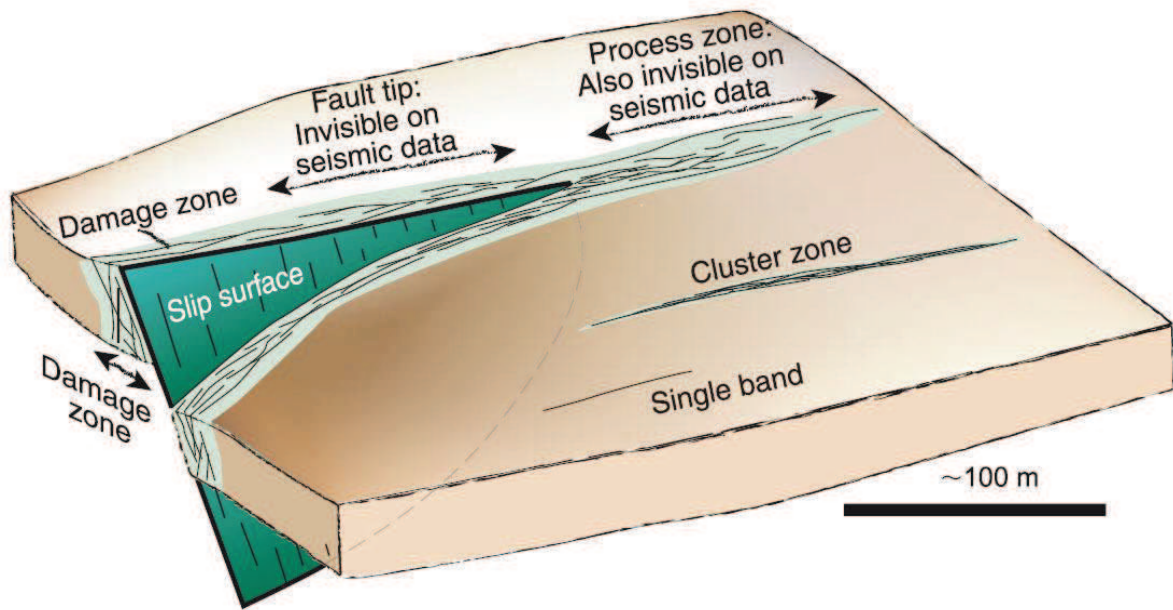


FIGURE 1.04 – Bloc diagramme représentant l'architecture d'une zone de faille localisée dans les grès poreux (Fossen et al., 2007).

FIGURE 1.04 – Bloc diagram showing fault architecture in porous sandstone (Fossen et al., 2007).

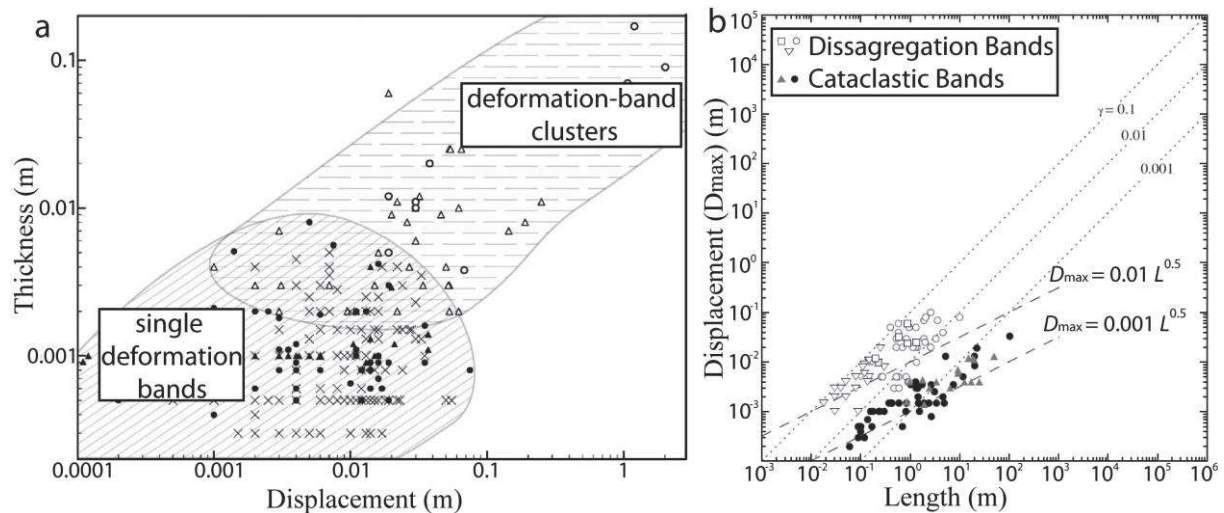


FIGURE 1.05 – (a) Graphique montrant la relation entre le déplacement cisailant et l'épaisseur des bandes (modifié d'après Fossen et Bale, 2007). (b) Graphique montrant la relation entre la longueur et le déplacement cisailant le long des bandes de déformation (modifié d'après Schultz et Fossen, 2002).

FIGURE 1.05 – (a) Graph showing the relationship between displacement and thickness of bands (modified from Fossen and Bale, 2007). (b) Graph showing the relationship between length and displacement along the bands (modified from Schultz and Fossen, 2002).

1.1.2. Classification des bandes de déformation

Les bandes de déformation peuvent être classées de deux manières différentes (Aydin et al., 2006 ; Fossen et al., 2007) :

1.1.2.a. Classification par les micro-mécanismes de déformation

Cette classification utilise la nature et la déformation des grains (réarrangement et broyage) ainsi que les processus diagénétiques et chimiques, pour différencier les bandes de déformation. Cette classification comporte 4 classes : (1) les bandes de désagrégation, (2) les bandes à phyllosilicate, (3) les bandes cataclastiques, et (4) les bandes de dissolution et cimentation.

(1) Les **Bandes de Désagrégation (Disaggregation Bands)** se caractérisent par un réarrangement de la structure granulaire par rotation et glissement des grains (Figs. 1.06a et 1.07a). Ces bandes se forment dans les sables et les grès peu lithifiés (Du Bernard et al., 2002a ; Fossen, 2010 ; Kristensen et al., 2013). Elles montrent des rapports de rejet sur longueur plus importants que les autres types de bandes (Wibberley et al., 1999 ; Fossen et al., 2007 ; Schultz et al., 2013) (Fig. 1.05b). Ces bandes sont observables à l'affleurement uniquement si elles décalent en cisaillement un marqueur stratigraphique (lamine sableuse, niveau argileux, front d'oxydation, autre bande) (Fig. 1.08a).

(2) Les **Bandes à Phyllosilicates (Phyllosilicate Bands)** se caractérisent par une réorientation des phyllosilicates (argile, mica, minéraux plats) le long de la bande (Gibson, 1998) (Figs. 1.06b, 1.07b et 1.08b). Ces bandes se forment uniquement dans les grès contenant une proportion de phyllosilicates supérieure à 10 - 15% (Leveille et al., 1997). En revanche, ces minéraux peuvent aussi se former au sein de la bande par des transformations minéralogiques in-situ (ex : transformation des feldspaths en micas) et ainsi permettre la formation de bandes à phyllosilicates dans des grès initialement seins (Exner et Tschegg, 2012 ; Cavailhes et al., 2013). Ces bandes sont communes et s'observent facilement à l'affleurement (Balsamo et al. 2013). Notons que les bandes à phyllosilicates contenant plus de 40% d'argile forment des « clay smears » (Fisher et Knipe, 2001).

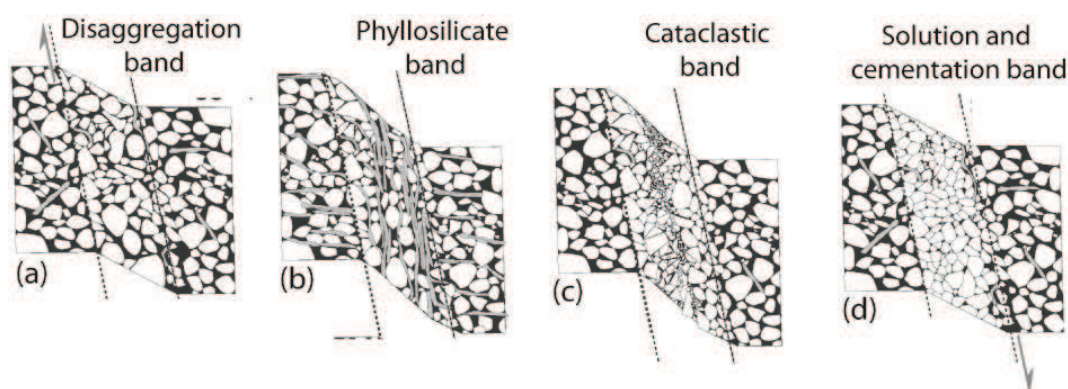


FIGURE 1.06 – Classification des bandes de déformation par les micro-mécanismes de déformation (modifié d'après Fossen et al., 2007). (a) Bande de désagrégation (réarrangement de grains). (b) Bande à phyllosilicates (alignement des minéraux plats). (c) Bande cataclastique (broyage des grains). (d) Bande de dissolution et cimentation (processus diagénétiques et/ou chimiques).

FIGURE 1.06 – Classification of deformation bands based on their micro-mechanisms (modified from Fossen et al., 2007). (a) Disaggregation band (grain rearrangement). (b) Phyllosilicate band (rotation of platy minerals). (c) Cataclastic band (grains crushing). (d) Solution and cementation band (diagenetic processes).

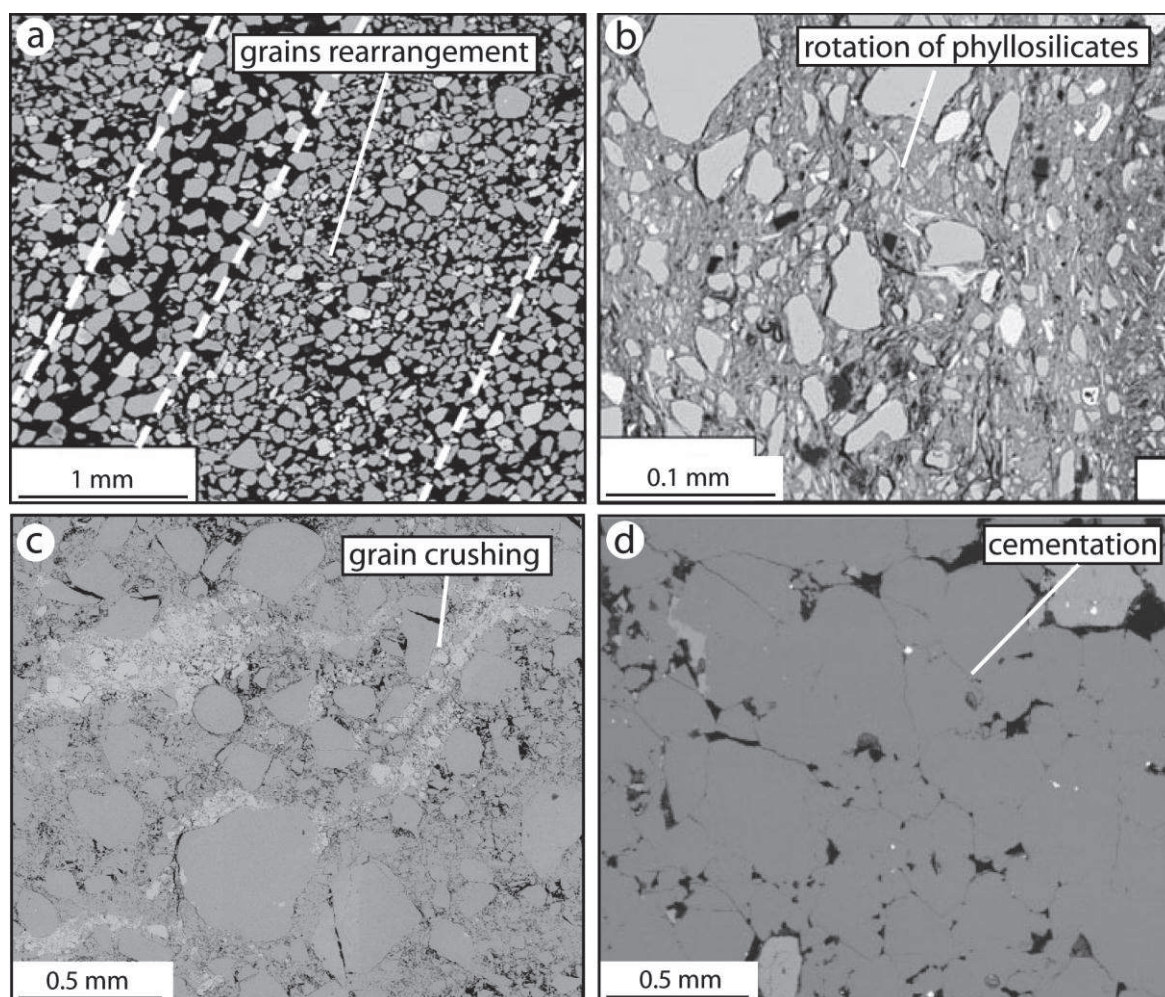


FIGURE 1.07 – (a) Bande de désagrégation (modifié d'après Kristensen et al., 2013). (b) Bande à phyllosilicates (modifié d'après Kristensen et al., 2013). (c) Bande cataclastique. (d) Bande cimentée (modifié d'après Fisher et Knipe, 2001).

FIGURE 1.07 – (a) Disaggregation band (modified from Kristensen et al., 2013). (b) Phyllosilicate band (modified from Kristensen et al., 2013). (c) Cataclastic band. (d) Cemented band (modified from Fisher and Knipe, 2001).

(3) Les **Bandes Cataclastiques (Cataclastic Bands)** se caractérisent par une fracturation des grains qui conduit la plupart du temps, à une dispersion et à une réduction de la taille des particules ou « comminution » (Sammis et al., 1987 ; Rawling et Goodwin, 2003) (Figs. 1.06c et 1.07c). Dans ce type de matériau, les contraintes s'accumulent au point de contact entre les grains et forment des chaînes de force quand plusieurs grains sont en contact (Gallagher et al., 1974) (Fig. 1.09a). Ces fractures intra-granulaires s'initient alors à partir des points de contact entre ces grains (Fig. 09b), puis peuvent se propager jusqu'à traverser la totalité d'un grain ou d'une chaîne de force (Fig. 1.09c). Ce processus appelé « Hertzian fracturing » induit la formation de clastes, conduisant à la réduction générale de la taille des grains (Menéndez et al., 1996) (Fig. 1.09d). L'intensité de la cataclase, considérée comme étant fonction du rejet le long de la bande (Engelder et al., 1974), permet de classer ces structures en crush-microbreccia, protocataclasite, cataclasite et ultracataclasite selon la proportion entre la quantité de clastes et de grains préservés (Sibson, 1977 ; Scholz, 1990).

La cataclase induit une diminution de la porosité et une augmentation de la cohésion du matériau qui devient plus résistant à l'érosion que l'encaissant. Ces bandes apparaissent donc en relief à l'affleurement et sont donc facilement identifiables (Aydin 1978 ; Antonellini et Aydin, 1994, 1995 ; Cashman et Cashman, 2000 ; Du Bernard, 2002b ; Fossen et al., 2007 ; Wibberley et al., 2007 ; Sallet et Wibberley, 2010) (Fig. 1.08c). Notons que des bandes cataclastiques présentant une surface de glissement localisée dans leur structure interne ont aussi été observées (Rotevatn et al., 2008 ; Tueckmantel et al., 2010).

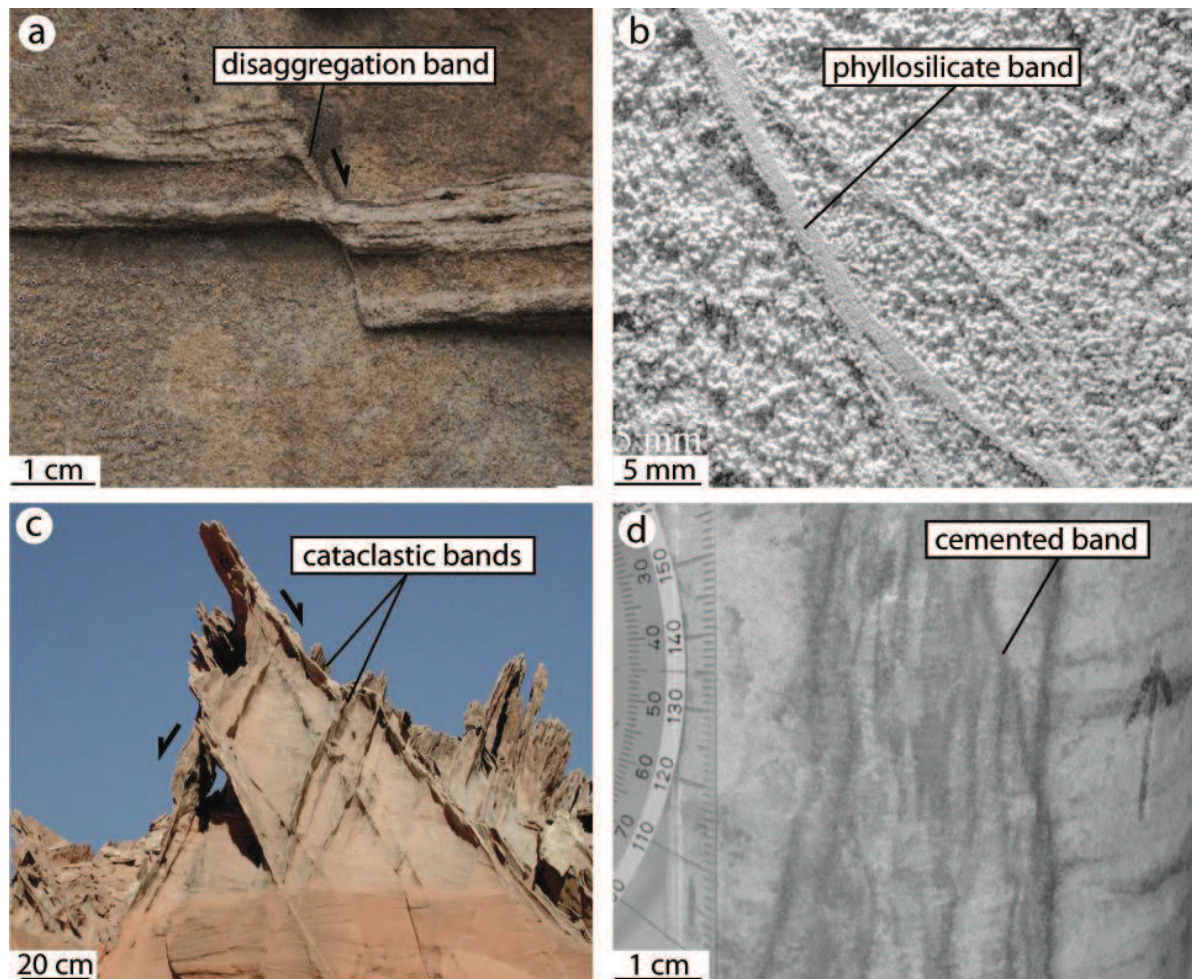


FIGURE 1.08 – (a) Bande de désagrégation (modifié d'après Fossen, 2010). (b) Bandes à phyllosilicates (modifié d'après Fossen et al., 2007). (c) Bandes cataclastiques (modifié d'après Fossen et Bale, 2007). (d) Bandes cimentées (modifié d'après Exner et al., 2013).

FIGURE 1.08 – (a) Disaggregation band (modified from Fossen, 2010). (b) Phyllosilicate bands (modified from Fossen et al., 2007). (c) Cataclastic bands (modified from Fossen and Bale, 2007). (d) Cemented bands (modified from Exner et al., 2013).

(4) Les **Bandes de Dissolution – Cimentation (Solution and Cementation Bands)** se caractérisent par une précipitation préférentielle de certains minéraux à l'intérieur de la bandes de déformation (Figs. 1.06d et 1.07d). Cette localisation peut être associée à deux types de processus :

- Une circulation préférentielle de fluides permettant la précipitation de minéraux tels que la calcite ou l'anhydrite (Leveille et al., 1997 ; Fisher et Knipe, 2001 ; Ogilvie et Glover, 2001 ; Lothe et al., 2002 ; Exner et al., 2013) (Fig. 1.08d),

- Une localisation de processus diagénétiques comme la pression-solution; i.e. la dissolution, transport et cimentation du quartz au contact des grains (Gibson, 1998 ; Labaume et Moretti, 2001). Ce processus est favorisé pour des enfouissements importants (température > 90° soit environ 3 km) (Walderhaug, 1996) et dans les bandes cataclastiques où la présence de grains fracturés offre des surfaces de cassures fraîches, propices à la précipitation du quartz (Fowles et Burley, 1994 ; Fisher et Knipe, 1998).

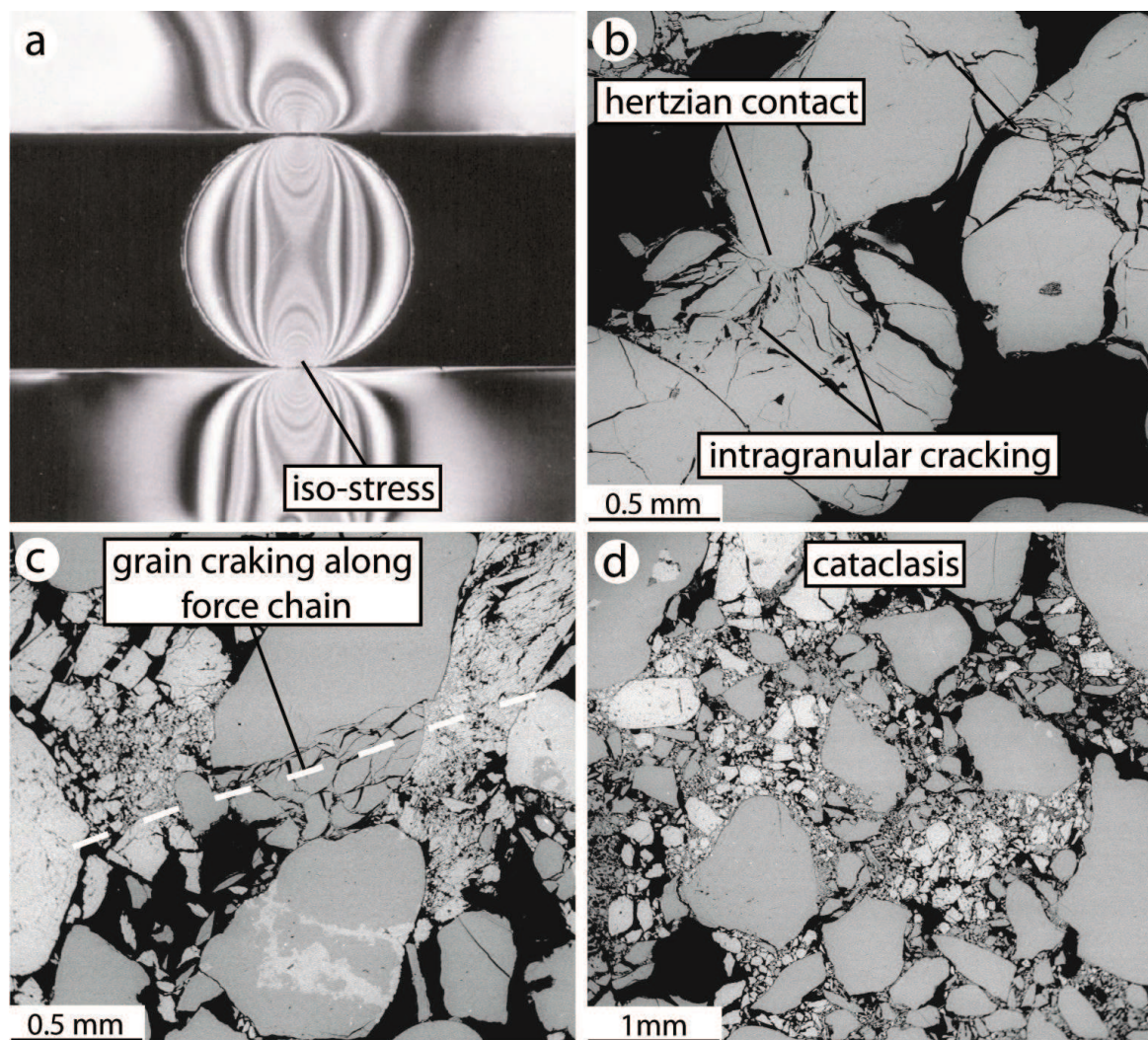


FIGURE 1.09 – (a) Analyse en photo-élasticimétrie des contraintes au contact d’une particule chargée axialement (modifié d’après Gallagher et al., 1974). (b) Fracturation intragranulaire s’initiant au point de contact entre deux grains. (c) Fracturation de plusieurs grains le long d’une ancienne chaîne de force. (d) Exemple de texture cataclastique.

FIGURE 1.09 – (a) Disaggregation band (modified from Gallagher et al., 1974). (b) Intragranular cracking initiated at contact between two grains. (c) Cracking of several grains along old force chain. (d) Example of cataclastic texture.

1.1.2.b. Classification par la cinématique de déformation

Cette classification utilise le changement de porosité et la quantité de cisaillement pour différencier les bandes de déformation. Cette classification propose trois pôles principaux : (1) les bandes de dilatance, (2) les bandes de cisaillement, et (3) les bandes de compaction (Aydin et al., 2006). Il existe des cas intermédiaires entre ces pôles que sont les bandes de cisaillement dilatantes et compactantes (Fig. 1.10) (Fossen et al., 2007).

(1) Les **Bandes de Dilatance (Dilation Bands)** se caractérisent par une augmentation de la porosité du grès hôte sans composante cisailante (Figs. 1.10 et 1.11a). Elles ont été identifiées par Du Bernard et al. (2002a) en Californie (USA), où elles se forment dans le quadrant extensif de bandes de cisaillement. Ces structures très rares pourraient être à l'origine de la formation des joints (Chemenda et al., 2011) et font actuellement l'objet de discussions autour de l'origine des fractures et des diaclases dans de nombreux matériaux (Petit et Chemenda, 2013). Le mécanisme de déformation invoqué pour ces bandes est la désagrégation.

(2) Les **Bandes de Cisaillement (Shear Bands)** se caractérisent par un rejet cisailant millimétrique à pluri-centimétrique (Aydin et al., 2006) (Figs. 1.10 et 1.11b). Ces bandes peuvent présenter une composante compactante ou dilatante, ou être isochores (Fig. 1.10). Les bandes isochores et dilatantes sont généralement des bandes de désagrégation (Antonellini et Aydin, 1995 ; Fossen et Hesthammer, 1997 ; Cashman et Cashman, 2000), alors que les bandes compactantes sont plutôt cataclastiques (Fossen et al., 2007 ; Tueckmantel et al., 2010 ; Sallet et Wibberley, 2010). Ces **bandes de cisaillement compactantes (Compactional Shear Bands)** représentent la population de bandes la plus abondamment décrite dans la littérature. Elles sont aussi les bandes les plus propices à la formation d'amas et à la localisation des failles (Aydin et Johnson, 1978 ; Aydin et al., 2006). Notons que certaines bandes cataclastiques cisailantes et compactantes : les « **slipped deformation bands** » ; présentent une surface de glissement dans leur structure interne (Rotevatn et al., 2008).

(3) Les **Bandes de Compaction (Compaction Bands)** se caractérisent par une diminution de la porosité sans composante cisailante (Aydin et al., 2006) (Figs. 1.10 et 1.11c). Ces bandes sont généralement sinueuses et moins longues que les bandes de cisaillement (Sternlof et al., 2005). Elles sont cataclastiques, même si peu de réduction de taille de grain y est observée ; ce qui induit une meilleure résistance à l'érosion et les rend visibles à l'affleurement (Eichhubl et al., 2010). Elles sont décrites dans l'Ouest des USA où elles montrent une forte dépendance à la granulométrie, à la porosité et à la perméabilité du grès hôte (Mollema et Antonellini, 1996 ; Sternlof et al., 2004 ; Schultz et al., 2010 ; Fossen et al., 2011 ; Deng et Aydin, 2012). Notons que les bandes décrites comme étant des « **shear-enhanced compaction bands** », ne montrant pas de rejet cisailant à l'affleurement comportent en réalité autant de compaction que de cisaillement (Eichhubl et al., 2010) et

font donc partie d'une classe intermédiaire entre bandes de compaction et bande de cisaillement.

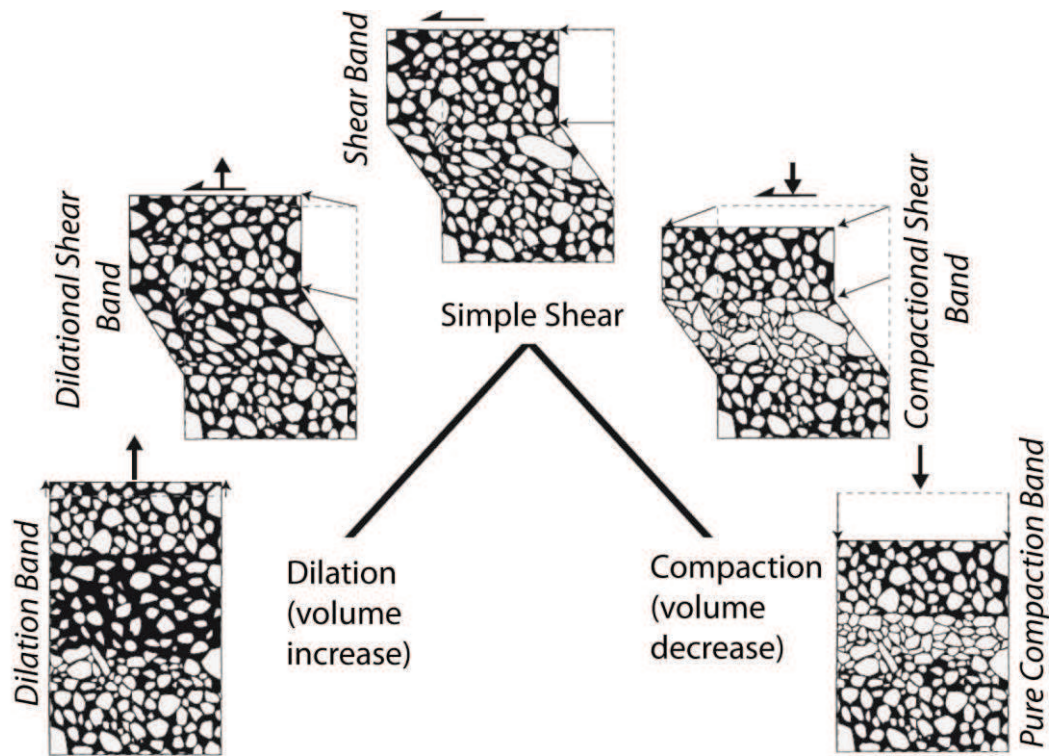


FIGURE 1.10 - Classification des bandes de déformation par leur cinématique (d'après Fossen et al., 2007).

FIGURE 1.10 - Kinematic classification of deformation bands (modified from Fossen et al., 2007).

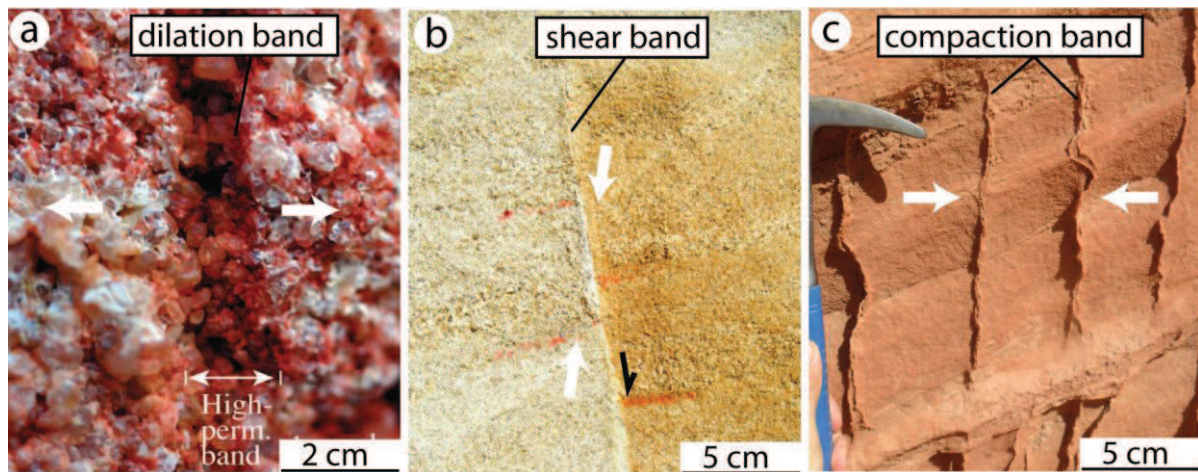


FIGURE 1.11 – (a) Bande de dilatance (modifié d'après Fossen et al., 2007). (b) Bande de cisaillement. (c) Bande de compaction. Les flèches blanches indiquent l'orientation de la contrainte principale ou le sens d'étirement.

FIGURE 1.11 – (a) Dilation band (modified from Fossen et al., 2007). (b) Shear band.) (c) Compaction band. White arrows show the orientation of the main stress or the tension direction.

1.2. Impact des bandes de déformation sur les circulations de fluides

1.2.1. Propriétés pétrophysiques des bandes de déformation

Les propriétés pétrophysiques des différents types de bandes de déformation et des failles se formant dans les grès poreux ont été analysées par de nombreuses études (Pittman, 1981 ; Jamison et Stearns, 1982 ; Harper et Mofteh, 1985 ; Fowles et Burley, 1994 ; Antonellini et Aydin, 1994 ; Gibson, 1994, 1998 ; Crawford, 1998 ; Fisher et Knipe, 1998, 2001 ; Taylor et Pollard, 2000 ; Ogilvie et al., 2001 ; Ogilvie et Glover, 2001 ; Jourde et al., 2002 ; Lothe et al., 2002 ; Shipton et al., 2002 ; Flodin et al., 2003, 2005 ; Fisher et al., 2003 ; Fossen et Bale, 2007 ; Rotevatn et al., 2008 ; Torabi et al., 2008, 2013 ; Al-Hinai et al., 2008 ; Torabi et Fossen, 2009 ; Aydin et Ahamadov, 2009 ; Solum et al., 2010 ; Medeiros et al., 2010 ; Tueckmantel et al., 2010 ; Fossen et al., 2011 ; Sun et al., 2011 ; Sallet et Wibberley, 2013 ; Balsamo et al., 2013). Ces études montrent une **très grande variabilité des propriétés pétrophysiques** des bandes de déformation ; que ce soit entre les différents types de bandes ou que ce soit au sein d'un même type, notamment pour les bandes cataclastiques (Fossen et Bale, 2007) (Fig. 1.12). Les bandes de déformation montrent des variations de **porosité jusqu'à 1 ordre de grandeur** (Antonellini et Aydin, 1994) et de perméabilité jusqu'à plus de **6 ordres de grandeur** par rapport au grès hôte (Fossen et Bale, 2007) (Fig. 1.13).

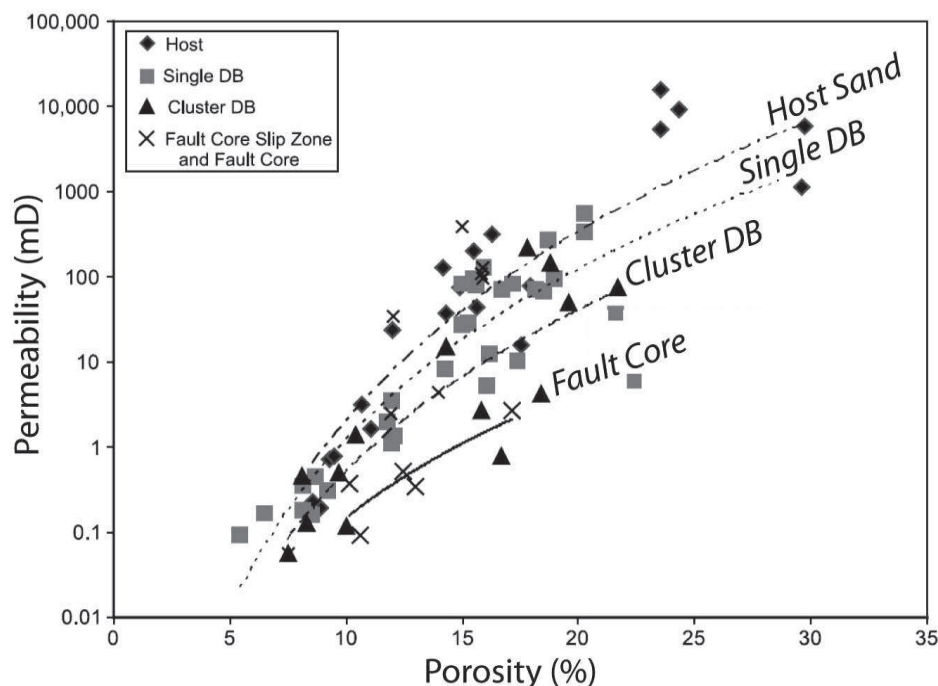


FIGURE 1.12 – Graphique montrant la relation entre porosité et perméabilité des bandes cataclastiques à différents stades d'évolution (Torabi et al., 2013).

FIGURE 1.12 – Graph showing the relationship between porosity and permeability for different stages of cataclastic band evolution (Torabi et al., 2013).

- **Bandes de dilatance** : ces bandes présentent une augmentation de porosité jusqu'à 8% par rapport au grès hôte (Antonellini et al., 1994 ; Du Bernard et al., 2002a) et de perméabilité jusqu'à plus d'1 ordre de grandeur (Fossen et Bale, 2007). Ces bandes peuvent aussi être colmatées ou cimentées et ainsi devenir très peu poreuses et imperméables (Ogilvie et Glover, 2001 ; Brandes et al., 2012).

- **Bandes de compaction** : ces bandes peu cataclastiques présentent des réductions de porosité et de perméabilité respectivement, jusqu'à 15% et un peu plus d'1 ordre de grandeur par rapport au grès hôte (Aydin et Ahmadv, 2009 ; Sun et al., 2011). Des réductions de perméabilité de 3 ordres de grandeur ont aussi été mesurées sur des bandes de compaction associées à des processus de dissolution-cimentation (Solum et al., 2010 ; Fossen et al., 2011).

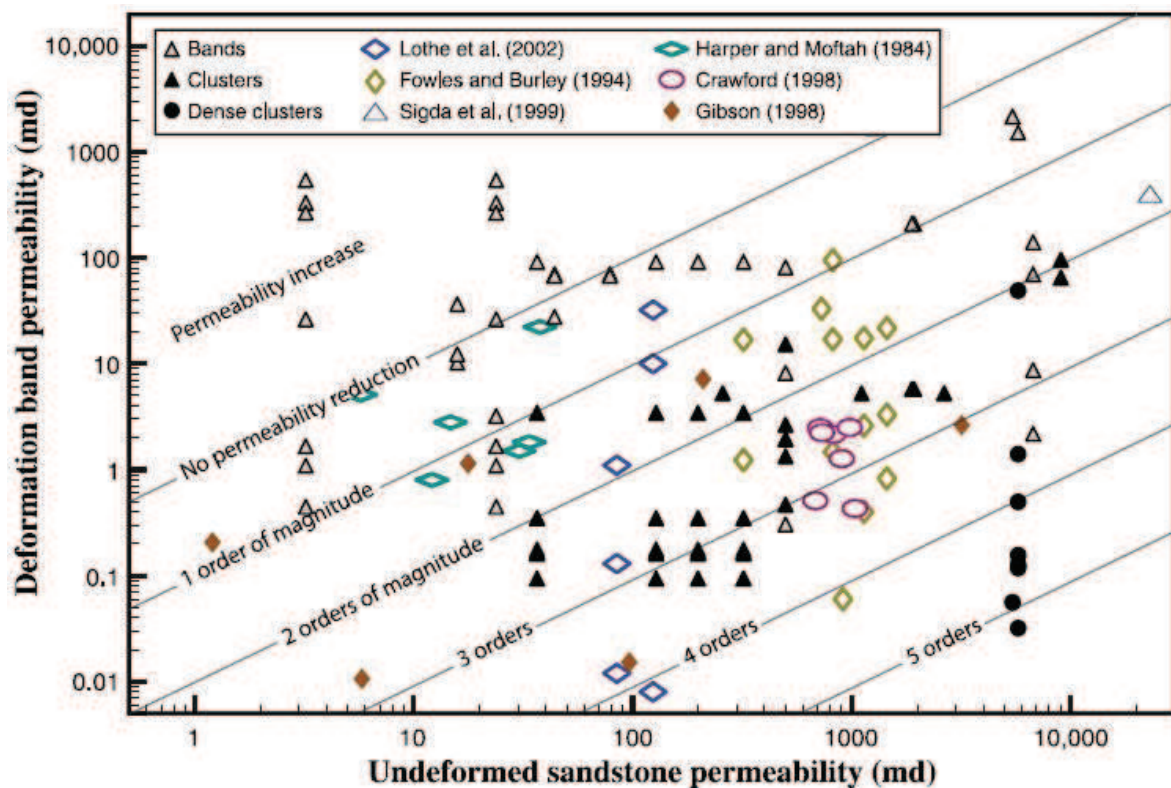


FIGURE 1.13 – Graphique montrant une synthèse des valeurs de perméabilité des bandes de déformation en fonction de la perméabilité du grès hôte correspondant (modifié d'après Fossen et Bale, 2007).

FIGURE 1.13 – Graph showing the band permeability vs the corresponding host sand permeability (modified from Fossen and Bale, 2007).

- **Bandes de cisaillement** : ces bandes montrent la plus grande variété de propriétés pétrophysiques. Leurs propriétés dépendent essentiellement des micro-mécanismes de déformation qui s'y opèrent.

* Les **bandes de désagrégation** affectent peu les propriétés pétrophysiques du grès hôte (Antonellini et Aydin, 1994 ; Fisher and Knipe, 1998 ; Fossen et Bale, 2007 ; Fossen, 2010).

* Les **bandes à phyllosilicates** peuvent induire des réductions de perméabilité jusqu'à plus de 3 ordres de grandeur par rapport au grès hôte (Pittman, 1981 ; Torabi et Fossen, 2009). Cependant, de faibles contrastes de perméabilité sont généralement observés entre ces bandes et l'encaissant qui est généralement initialement peu perméable (Fisher et Knipe, 1998 ; Ogilvie et Glover, 2001).

* Les **bandes cataclastiques** montrent des réductions de porosité jusqu'à 30% et de perméabilité de plus de 6 ordres de grandeur par rapport au grès hôte (Fowles et Burley, 1994 ; Fisher et Knipe, 1998 ; Ogilvie et al., 2001 ; Solum et al., 2010) (Fig. 1.13). Ceci est dû à la réduction de taille et au réarrangement de grains qui s'opèrent dans ces bandes, induisant une chute des rayons d'accès aux pores ainsi qu'une augmentation de la tortuosité dans ces matériaux (David et al., 2001 ; Tueckmantel et al., 2010 ; Sun et al., 2011).

Les propriétés pétrophysiques des bandes cataclastiques dépendent essentiellement de leur stade d'évolution vers la faille (Pittman, 1981 ; Torabi et al., 2013); les bandes isolées étant généralement plus perméables que les amas de bandes (Gibson, 1998 ; Lothe et al., 2002 ; Fossen et Bale, 2007 ; Tueckmantel, 2010 ; Sallet et Wibberley, 2013) et les failles (Fowles et Burley, 1994 ; Shipton et al., 2002) (Fig. 1.12). Des processus de cimentation et de pression-solution peuvent se superposer à la cataclase et accentuer ainsi la réduction de porosité et de perméabilité à l'intérieur de ces bandes (Pittman, 1981 ; Renard et al., 1997 ; Ogilvie et Glover, 2001 ; Fisher et Knipe, 2001 ; Hesthammer et Fossen, 2001 ; Lothe et al., 2002 ; Al-Hinai et al., 2008).

1.2.2. Impact des bandes sur les circulations de fluides

L'impact des bandes de déformation sur les circulations de fluides dépend principalement de leur perméabilité, mais aussi de leur organisation à l'intérieur du réservoir (Sternlof et al., 2004). Les bandes les plus imperméables, mais aussi les plus densément distribuées, sont donc susceptibles d'affecter la connectivité du réservoir, de perturber la migration des fluides et de poser des problèmes d'exploitation des ressources (Solum et al., 2010 ; Brandenburg et al., 2012).

Des bandes de déformation perturbant les circulations d'hydrocarbures en milieux réservoirs ont été observées dans plusieurs cas d'études (Lewis et Couples, 1993 ; Antonellini et al., 1999 ; Hart et al., 2001 ; Al-Hinai et al., 2008). Des bandes de déformation constituant des pièges d'hydrocarbures (Parnell et al., 2004), ou des voies de migration préférentielle (Sample et al., 2006) ont été observées sur le terrain lors d'analyses d'analogues de réservoirs. Cependant, la présence de bandes signalée dans d'autres réservoirs en exploitation ne semble pas contraindre la migration ou le stockage de ces fluides (Hesthammer et Fossen, 2001 ; Fossen et Bale, 2007).

Plusieurs auteurs utilisent les oxydations et lessivages associés aux paléo-circulations d'eaux météoriques en zone vadose ou phréatique, comme témoins de l'impact des bandes de déformation sur les circulations de fluides (Taylor et Pollard, 2000 ; Eichhubl et al., 2004 ; Parry et al., 2004 ; Wibberley et al., 2007 ; Exner et Tschegg, 2012 ; Balsamo et al., 2013). Ces études montrent que certaines bandes limitent ces marqueurs (Fig. 1.14a), alors que d'autres n'ont pas d'effet (Fig. 1.14b), ou constituent des voies préférentielles de circulation (Figs. 1.14c et 1.14d) (e.g. Sidga et Wilson, 2003).

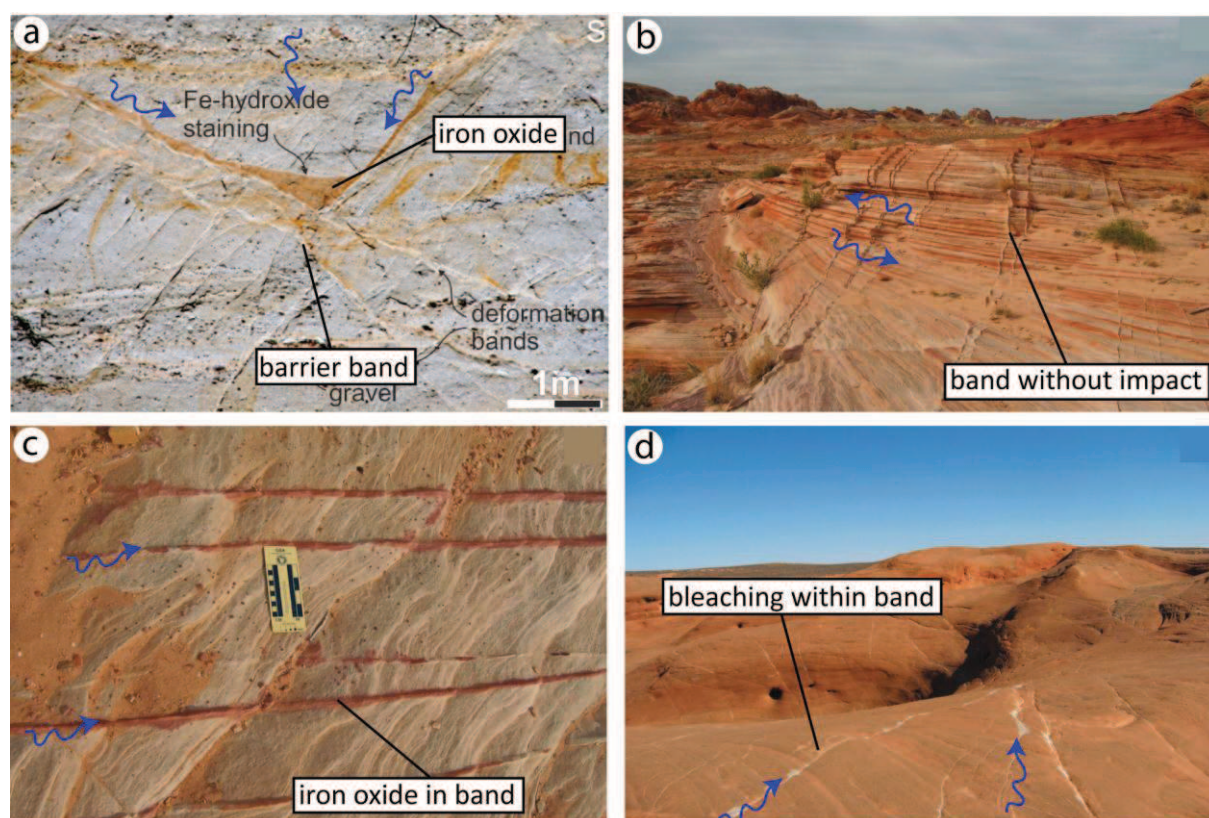


FIGURE 1.14 – (a) Bandes cataclastiques-barrières limitant des oxydes de fer associés à la circulation d'eau météorique dans la zone vadose (modifié d'après Exner et Tschegg, 2012). (b) Shear-enhanced compaction bands n'ayant aucun impact sur ces oxydations (modifié d'après Parry et al., 2004). (c) et (d) Oxydation et lessivage au sein de bandes-drains révélant une voie de circulation préférentielle des fluides (modifié d'après Parry et al., 2004). Les flèches bleues indiquent les circulations de fluides.

FIGURE 1.14 – (a) Barrier cataclastic bands limiting the iron oxide related to flow of meteoric water in vadose condition (modified from Exner and Tschegg, 2012). (b) Shear-enhanced compaction bands without control on oxidation (modified from Parry et al., 2004). (c) and (d) Oxidation and bleaching within deformation bands revealing a preferential pathway for fluids (modified from Parry et al., 2004). Blue arrows show the preferential pathways for fluid flow.

L'influence des bandes de déformation et des failles dans les réservoirs gréseux poreux a aussi été approchée par modélisation numérique. Ces études montrent que la présence de bandes peut provoquer une chenalisation de l'écoulement des fluides et éventuellement retarder la remontée de l'eau ou «water breakthrough» dans les puits (Sternlof et al., 2006 ; Rotevatn et al., 2009) (Fig. 1.15a). Les failles, de par leur faible perméabilité et leur grande dimension, constituent les structures les plus favorables à la

formation de véritables barrières aux circulations de fluides et de pièges de ressources (Tueckmantel et al., 2012) (Fig. 1.15b). Cependant, les variations d'épaisseur (Fossen et Bale, 2007 ; Rotevatn et al., 2013) et de perméabilité (Jourde et al, 2002 ; Torabi et Fossen, 2009) mesurées le long des bandes de déformation et des failles, ainsi que la présence de joints recoupant ces structures, peuvent générer des zones de fuites potentielles (Tindall, 2006).

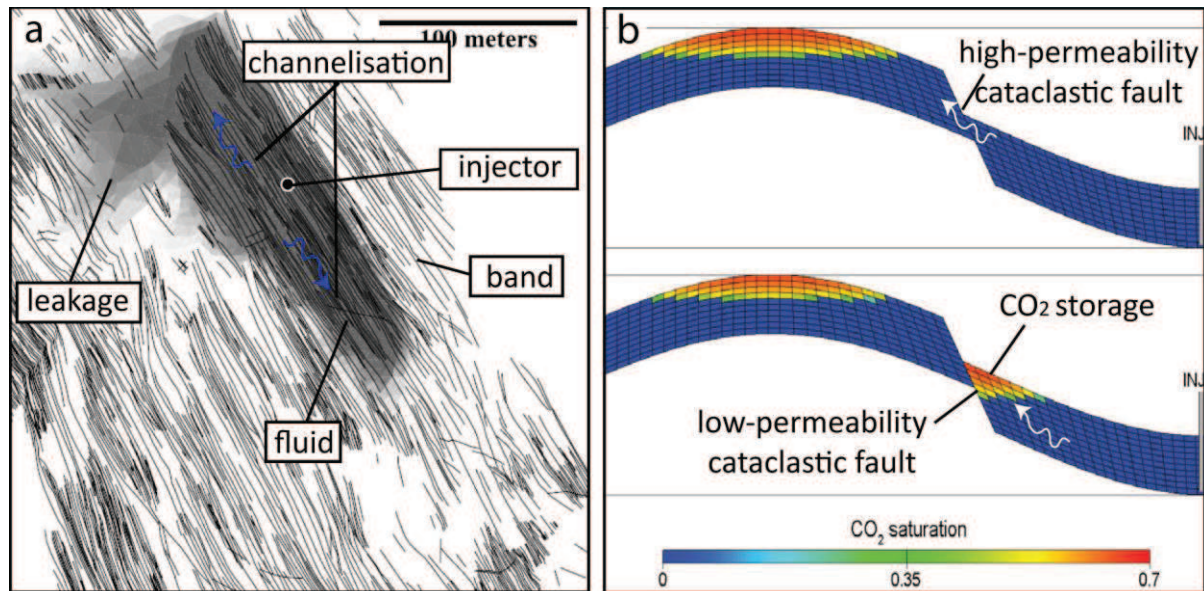


FIGURE 1.15 – (a) Modélisation numérique montrant l’impact d’un réseau de bandes de déformation sur la migration de fluides en milieu réservoir (modifié d’après Sternlof et al., 2006). (b) modélisation numérique montrant l’effet d’une faille cataclastique sur le stockage de CO₂ (modifié d’après Tueckmantel et al., 2012). Les flèches indiquent les chemins préférentiels de circulations des fluides.

FIGURE 1.15 – (a) Control of deformation band networks on fluid migration in reservoir setting (modified from Sternlof et al., 2006). (b) Effect of a cataclastic fault on CO₂ storage (modified from Tueckmantel et al., 2012). Arrows show the preferential pathways for fluid flow.

1.3. Paramètres contrôlant les propriétés structurales et pétrophysiques des bandes de déformation

Différents paramètres sont reconnus comme des facteurs pouvant contrôler les propriétés structurales (géométrie, distribution) et pétrophysiques (porosité, perméabilité) des bandes de déformation dans les grès poreux (Schultz et Siddharthan, 2005). Ces facteurs peuvent être classés en deux groupes principaux : les **caractéristiques internes du grès hôte** (porosité, cimentation, granulométrie, tri des grains, composition minéralogique, quantité d'argile, lithification) et **les facteurs externes qui s'appliquent lors de leur formation** (enfouissement, contexte tectonique).

1.3.1. Caractéristiques internes du grès hôte

1.3.1.a. Porosité

La porosité (ϕ) est la principale caractéristique interne au matériau contrôlant le type de déformation dans les grès (Flodin et al., 2003). En effet, la porosité détermine le mode de déformation : soit sous forme de **bandes** (porosité forte), soit sous forme de **fractures** et de **joints** (porosité faible) (e.g. Du Bernard et al., 2002a ; Davatzes et al., 2003; Aydin et al., 2006) (Figure 1.01). Le passage d'un niveau poreux à un niveau peu poreux peut par conséquent générer un changement de type de déformation, y compris le long d'une même structure (Torabi et al., 2013) (Fig. 1.16a). La porosité peut aussi avoir un impact sur l'initiation et les caractéristiques des bandes formées; les bandes de désagrégation et de compaction étant favorisées dans les grès de forte porosité alors que les bandes cataclastiques se forment plutôt dans des grès de porosité intermédiaire (10 % à 20 %) (Schultz et al., 2010) (Fig. 1.16b).

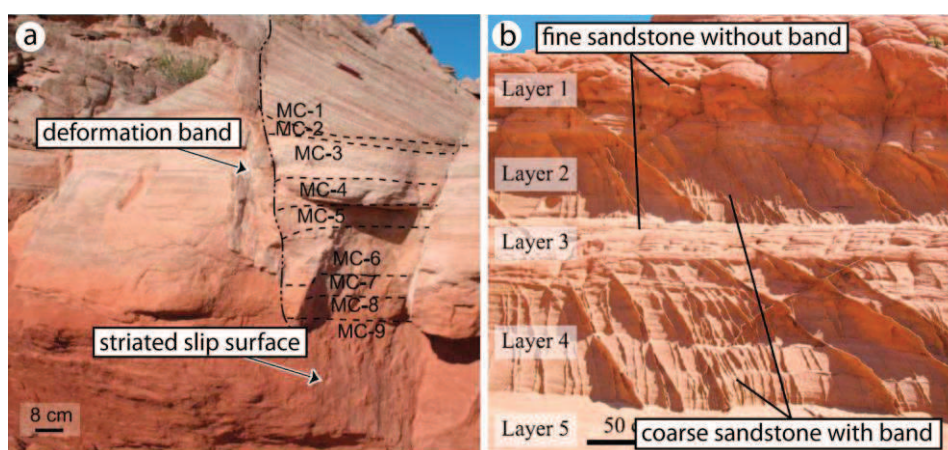


FIGURE 1.16 – (a) Passage d'une bande de déformation à une fracture striée, créé par le changement des caractéristiques internes au matériau (modifié d'après Torabi et al., 2013). (b) Influence de la porosité et de la granulométrie sur l'initiation et le type de bande de déformation (modifié d'après Schultz et al., 2010).

FIGURE 1.16 – (a) Deformation band and striated slip surface influenced by internal characteristics of the host sands (modified from Torabi et al., 2013). (b) Influence of porosity and granulometry on initiation and deformation band type (modified from Schultz et al., 2010).

Il est important de noter que la porosité peut être influencée par de nombreux autres paramètres, tels que la cimentation du matériau ; le tri et la forme des grains (Guéguen et Palciauskas, 1992) ; la lithification ; ainsi que les processus de déformation tels que les réarrangements et broyages de grains ; paramètres qui peuvent évoluer avec le temps et la profondeur d'enfouissement (Ramm et Bjørlykke, 1994). Ces différents paramètres, décrits ci-après, peuvent donc avoir une certaine influence sur la structure des bandes de déformation.

1.3.1.b. Cimentation

La cimentation a pour principal effet de modifier la porosité du matériau et de bloquer ou non les réarrangements de grains. Des fractures intergranulaires menant à la formation de joints sont favorisées dans un grès complètement cimenté, alors que des glissements et rotations des grains voire de la cataclase menant à la formation de bandes de déformation se développeront préférentiellement dans un grès non cimenté (Labaume et Moretti, 2001). La cimentation et les processus diagénétiques étant généralement liés à l'enfouissement, le type de déformation peut donc évoluer avec la profondeur dans une même unité sédimentaire (Renard et al., 1997). Notons que la présence d'une petite quantité de ciment de quartz dans un grès dont la porosité reste élevée, empêche les réarrangements de grains et favorise le développement de bandes cataclastiques (Johansen et al., 2005). En revanche, la présence de ciments d'oxyde de fer inhibant le développement de contacts hertziens entre les particules, favorise le glissement entre les grains et donc la formation de bandes de désagrégation (Main et al., 2000).

1.3.1.c. Taille, distribution et forme des grains

La localisation de bandes de déformation dans des corps sédimentaires spécifiques de réservoirs gréseux poreux, a été décrite lors de plusieurs analyses de terrain dans des grès éoliens aux USA (Antonellini et Aydin, 1995 ; Mollema et Antonellini, 1996 ; Eichhubl et al., 2010 ; Fossen et al., 2011). Cette localisation est principalement influencée par la variation de la taille des grains entre les différents corps dunaires constituant ces grès éoliens (Schultz et al., 2010 ; Deng et Aydin, 2012). L'arrêt ou le changement de type de structures de déformation sont donc fréquemment observés au passage d'un niveau sableux à un autre (Fig. 1.17). Ces études montrent que les bandes de compaction se forment dans les grès grossiers, alors que des bandes plus cisailantes et cataclastiques se forment dans les niveaux plus fins (Fig. 1.16b). En revanche, les niveaux très fins peuvent inhiber la formation de bandes de déformation et favoriser le développement de fractures ou de failles (Torabi et al., 2013) (Fig. 1.16a).

L'influence majeure de la **taille des grains** sur l'initiation et le type de bandes a été confirmée par des essais mécaniques réalisés sur différents grès (Wong et al., 1997) et sables (Chuhan et al., 2002). En effet, pour des conditions d'enfouissement et de chargement similaires, l'initiation de la cataclase est favorisée dans les grès grossiers par rapport aux grès

fins qui nécessitent plus de contraintes (Wong et al., 2012). Cette influence s'observe aussi à l'échelle du litage sédimentaire où une localisation préférentielle de la déformation a été observée dans certaines lamines à l'affleurement (Aydin et Ahamadov, 2009), comme en laboratoire (Louis et al., 2009). Notons que la présence d'un fin litage à l'intérieur du grès à tendance à inhiber la formation des bandes cataclastiques en laboratoire (Baud et al., 2005 ; Louis et al., 2007).

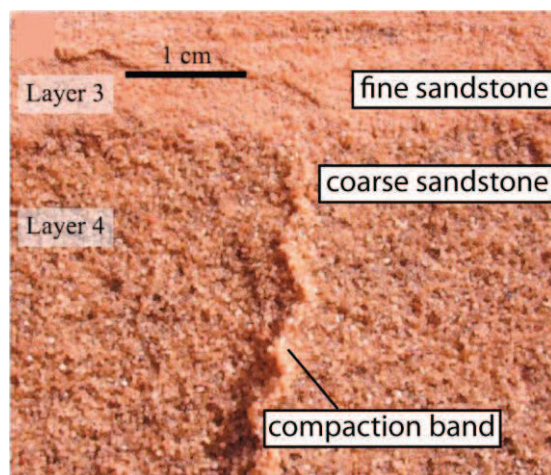


FIGURE 1.17 – Influence de la taille des grains sur la déformation dans les grès poreux (Schultz et al., 2010).

FIGURE 1.17 – Influence of grain size of deformation in porous sandstone (Schultz et al., 2010).

La **distribution des tailles** de grains (ou le **tri** des particules) (**Cu**) peut avoir une influence sur la localisation et le type de déformation. Une distribution des tailles de grains (ou bon tri) favorise la désagrégation alors qu'une grande distribution (mauvais tri) favorise la cataclase (Mair et al., 2002a). Les bandes de compaction sont observées uniquement dans des grès bien triés (Eichhubl et al., 2010 ; Schultz et al., 2010). Un bon tri semble donc favoriser l'initiation des bandes de compaction, ce qui a été vérifié numériquement (Wang et al., 2008) et en laboratoire (Cheung et al., 2012). Ceci s'explique par l'influence du tri sur le nombre de contacts hertziens entre les particules (Sammis et al., 1987 ; Mavko et al., 2009). Les contraintes sont plus concentrées au contact de certains grains à l'intérieur d'un grès mal trié ; en particulier aux contacts entre les grosses particules ; formant des chaînes de force et favorisant la formation de bandes cataclastiques cisaillantes (Taboada et al., 2005) (Fig. 1.19a). Les contraintes seront plus distribuées sur un plus grand nombre de grains dans un grès bien trié, favorisant la distribution de la déformation et la formation de bandes de compaction (Taboada et al., 2005).

La **forme des grains** influence la résistance à la friction du matériau ; les grains anguleux induisant une plus forte friction que des grains arrondis (Mair et al., 2002a) (Fig. 1.19b). De plus, les sables anguleux sont moins résistants à la déformation cataclastique que les sables arrondis (voir Figures 18 à 20 dans Mesri et Vardhanabhuti, 2009). Ceci peut s'expliquer par une plus forte concentration des chaînes de force dans les réseaux de grains anguleux, favorisant la cataclase (Estrada et al., 2008, 2011) (Fig. 1.18c). Un grès à grains

anguleux semble donc plus propice à l'initiation de bandes cataclastiques alors qu'un grès à grains arrondis favorise la formation de bandes de désagrégation (Mair et al., 2002a).

La taille, le tri et la forme des grains peuvent de plus être affectés par **cataclase** (Engelder, 1974 ; Rawling et Goodwing, 2003 ; Hadizadeh et al., 2010). En effet, la cataclase induit une réduction de la taille des grains, une dispersion des tailles et la formation des grains plus anguleux (Blenkinsop, 1991 ; Mair et al., 2002a ; Kaproth et al., 2010) (Fig. 1.19). Ajoutées à la réduction de porosité induite par le réarrangement des grains, ces variations de paramètres internes vont induire une augmentation de la résistance du matériau et modifier le mode de déformation (Mair et al., 2002a, 2002b ; Anthony et Marone, 2005). Plus de contraintes seront alors nécessaires pour initier une nouvelle déformation à l'intérieur de ce matériau, qui semble évoluée en étant de plus en plus cisailante (Kaproth et al., 2010). La cataclase, par les modifications des paramètres internes qu'elle induit dans le matériau, est donc à l'origine du processus de « **strain hardening** » conduisant à la localisation des failles dans les grès poreux (Aydin et Johnson, 1978).

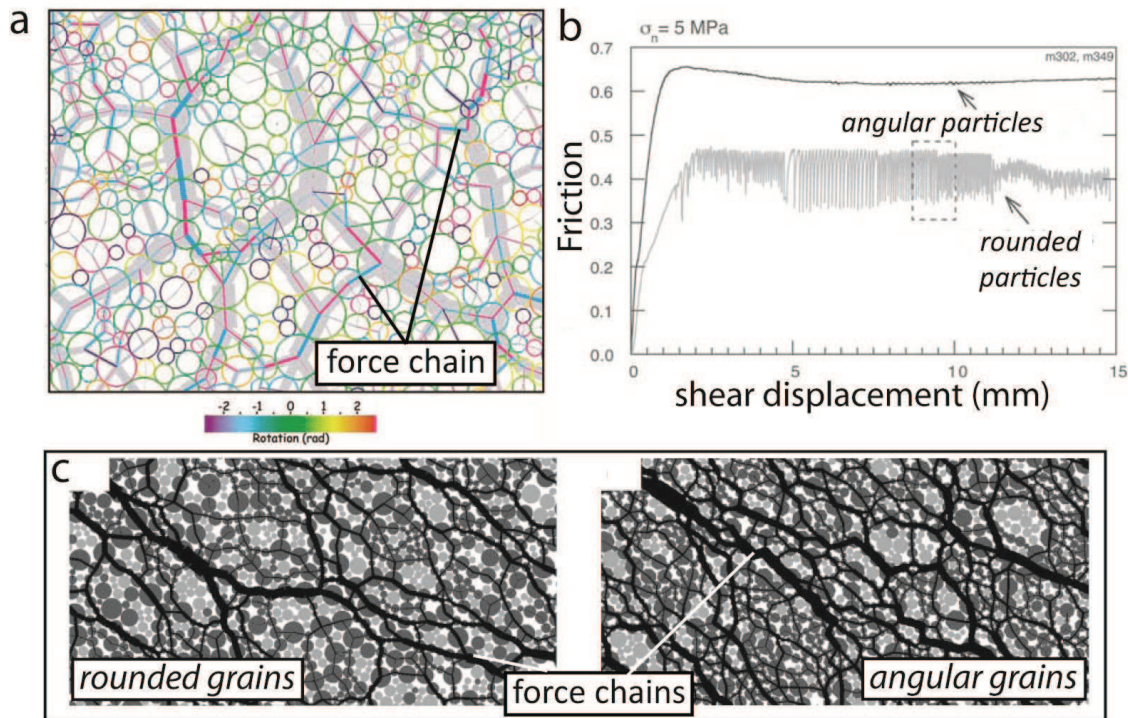


FIGURE 1.18 – (a) Modélisation des rotations entre les particules dans un réseau hétéro-granulaire révélant les chaînes de forces entre les grosses particules (modifié d'après Taboada et al., 2005). (b) Graphique montrant l'évolution de la friction (contrainte cisailante/contrainte normale) en fonction du déplacement cisailant pour des particules anguleuses et arrondies (Mair et al., 2002a). (c) Modélisation des chaînes de forces dans des réseaux de particules arrondies et anguleuses (modifié d'après Estrada et al., 2011).

FIGURE 1.18 – (a) Modeling of grain rotation in poorly-sorted grain framework showing that the force chains formed by the coarse particles (modified from Taboada et al., 2005). (b) Graph showing the evolution of friction (shear stress/normal stress) as a function of the shear displacement for grain framework composed by angular and rounded particles (Mair et al., 2002a). (c) Modeling of force chains in grain frameworks composed by rounded and angular particles (modified from Estrada et al., 2011).

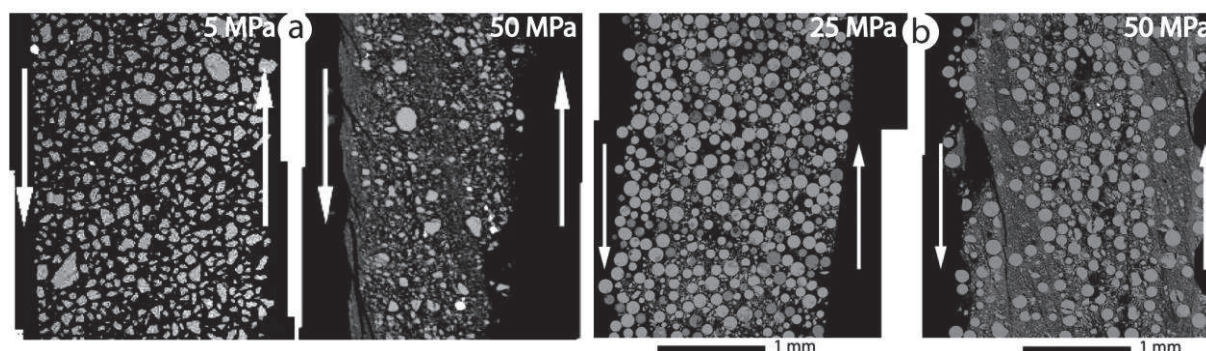


FIGURE 1.19 – Influence de la cataclase sur la distribution et la forme des grains à partir de particules anguleuses (a) ou arrondies (b) (modifié d'après Mair et al., 2002a). On note une intensification de la déformation avec l'augmentation de la pression de confinement.

FIGURE 1.19 – Influence of cataclasis on grain sorting and shape from angular (a) and rounded (b) initial frameworks (modified from Mair et al., 2002a). We note the intensification of deformation with the increasing confining pressure.

1.3.1.d. Quantité d'argile et composition minéralogique

La **quantité d'argile** influence le type de bande de déformation susceptible de se former dans les grès poreux (Fig. 1.20a). En effet, les bandes cataclastiques se forment préférentiellement dans les grès « propres » alors que les bandes de désagrégation sont favorisées dans les grès comportant une quantité d'argile entre 5% et 15% (Fisher et Knipe, 2001 ; Fossen et al., 2007). Les bandes à phyllosilicates ne se forment que dans des grès présentant des proportions d'argile (ou de minéraux plats) entre 15 et 40%, alors que des clay smears se forment dans des grès comportant des teneurs en argile supérieures à 40% (Fig. 1.20a). Ces différents types de bandes influencées par la quantité d'argile contenue dans le matériau, montrent des valeurs de perméabilités très différentes les unes des autres (Fig. 1.20b) (Fisher et Knipe, 2001 ; Hesthammer et Fossen, 2001).

La **composition minéralogique** peut avoir une influence sur l'initiation de la cataclase (Pittman et Laerse, 1991 ; Chuhan et al., 2002). Par exemple, les grains de feldspaths étant moins résistants que les grains de quartz, la présence d'une forte proportion de ces minéraux favorise l'initiation des bandes cataclastiques par rapport aux grès purement quartzitiques (Antonellini et al., 1994 ; Wong et al., 1997). La présence de feldspaths peut donc avoir une influence sur l'intensité de la cataclase à l'intérieur des bandes cisailantes ainsi que sur leurs propriétés pétrophysiques. La transformation diagénétique des clastes de feldspath en phyllosilicates peut de plus, augmenter la réduction de la perméabilité à l'intérieur de la bande ; que ce soit à faible (Exner et Tschegg, 2012) ou à grande profondeur (Cavailhes et al., 2013).

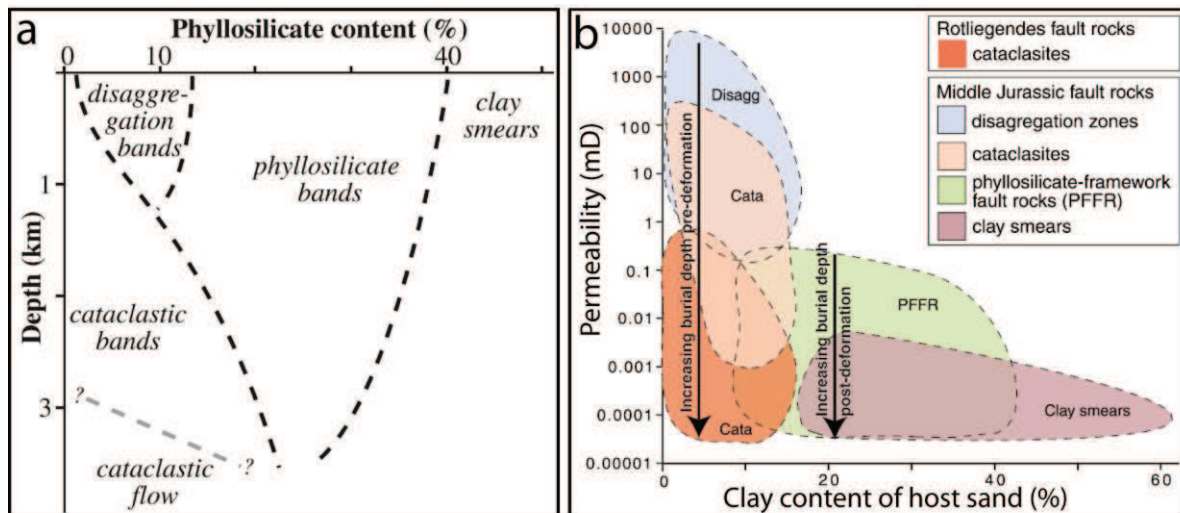


FIGURE 1.20 – (a) Graphique montrant le type de bande formée en fonction de la quantité d'argile présente dans le grès hôte et de l'enfouissement (modifié d'après Fossen et al., 2007). (b) Graphique montrant la perméabilité des bandes en fonction de la quantité d'argile présente dans le grès hôte (modifié d'après Fisher et Knipe, 2001).

FIGURE 1.20 – (a) Graph showing the different types of bands formed as a function of phyllosilicate content of host sand and burial depth (modified from Fossen et al., 2007). (b) Graph showing the permeability vs the clay content (modified from Fisher and Knipe, 2001).

1.3.1.e. Lithification/Compaction

La lithification ou compaction du matériau influence la porosité, et par conséquent la déformation dans les grès poreux à faible enfouissement. La forte porosité des matériaux non-consolidés, associée au fait qu'ils ne sont pas cimentés, permet le mouvement entre les grains, ce qui favorise la formation de bandes de désagrégation. Ce type de bandes est d'ailleurs généralement décrit comme se formant à de faibles profondeurs, pouvant correspondre à la zone de lithification du matériau (voir la section 1.3.2. sur le rôle de l'enfouissement pour plus de détail sur les bandes de désagrégation) (Fossen, 2010). De plus, les grès non-lithifiés contiennent généralement des fluides piégés dans leur porosité pouvant changer le type de déformation et favoriser la formation de fractures localisées (Baud et al., 2000 ; Sulem et Ouffroukh, 2006).

La faible compaction d'un grès légèrement cimenté favorise, en revanche, l'initiation de la cataclase. En effet, des chaînes de forces localisées se forment préférentiellement dans les matériaux peu compactés alors qu'elles sont plus distribuées dans les matériaux lithifiés (Estrada et al., 2008) (Fig. 1.21). La lithification influence donc la résistance du matériau (Estrada et Taboada, 2013), et peut expliquer la formation de bandes cataclastiques pour des enfouissements inférieurs à 100 m (Cashman et Cashman, 2000 ; Kaproth et al., 2010). Des analyses mécaniques montrent que les sables peu consolidés atteignent leur seuil de plasticité pour des contraintes plus faibles que les sables fortement consolidés, confirmant ainsi le rôle de la compaction du matériau sur l'initiation de la déformation (Mesri et Vardhanabhuti, 2009).

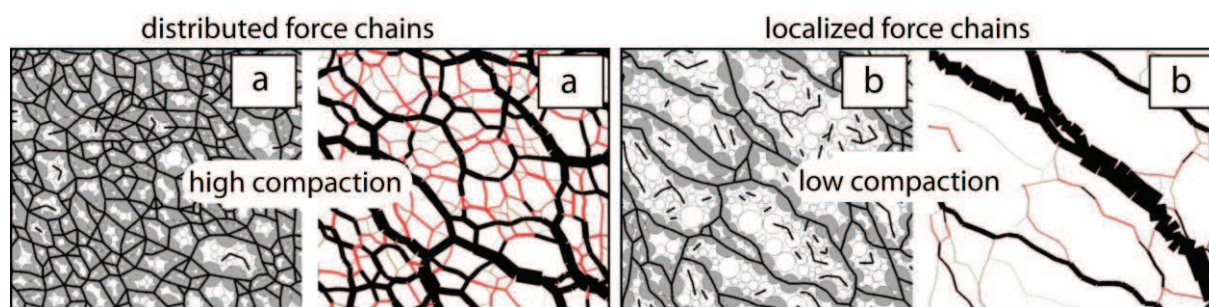


FIGURE 1.21 – Modélisation des chaînes de force et de l'intensité des forces normales aux contacts de grains pour des réseaux de grains fortement (a) et faiblement (b) compactés (modifié d'après Estrada et al., 2011).

FIGURE 1.21 – modeling of force chains and normal force intensity at grain contacts for densely (a) and loosely (b) packing grain frameworks (modified from Estrada et al., 2011).

1.3.2. Contraintes appliquées (facteurs externes)

1.3.2.a. Enfouissement

L'enfouissement est un facteur externe qui peut influencer la déformation dans les grès poreux en modifiant certaines propriétés internes au matériau, comme la lithification et la cimentation, décrites dans la section précédente. L'influence de l'enfouissement s'opère de deux manières différentes : (1) par l'augmentation du confinement (ou contrainte moyenne) et la réduction de porosité que subit le matériau, ou (2) par le déclenchement du processus de pression-solution à partir d'une certaine profondeur.

(1) Les bandes de désagrégation se forment préférentiellement pour des profondeurs inférieures à 1 - 1.5 km, alors que les bandes cataclastiques se forment principalement pour des profondeurs plus importantes (Hesthammer et Fossen, 2001 ; Fisher et Knipe, 2001; Fossen, 2010 ; Kristensen et al., 2013) (Figs. 1.20a et 1.22). La formation des bandes de désagrégation à faibles profondeurs peut être due à la faible compaction du matériau hôte et la présence de fluides qui favorisent les réarrangements des grains (voir section 1.4.1. « lithification/compaction »). Ceci peut aussi s'expliquer par une faible pression de confinement qui permet aux grains de glisser et rouler à faibles profondeurs (Karner et al., 2005 ; Mesri et Vardhanabhuti, 2009). Une intensification de la cataclase avec l'augmentation de l'enfouissement est décrite dans les bandes cataclastiques cisailantes à l'affleurement (Blenkinsop, 1991 ; Antonellini et al., 1994), comme en laboratoire (Mair et al., 2002b ; Hadizadeh et Johnson, 2003) (Fig. 1.19). Les réarrangements de grains sont, en effet, plus difficiles à grande profondeur, d'autant plus que le coefficient de pression de terres au repos (K_0) diminue avec l'enfouissement (Mitchell et Soga, 2005), favorisant ainsi la formation de bandes cataclastiques.

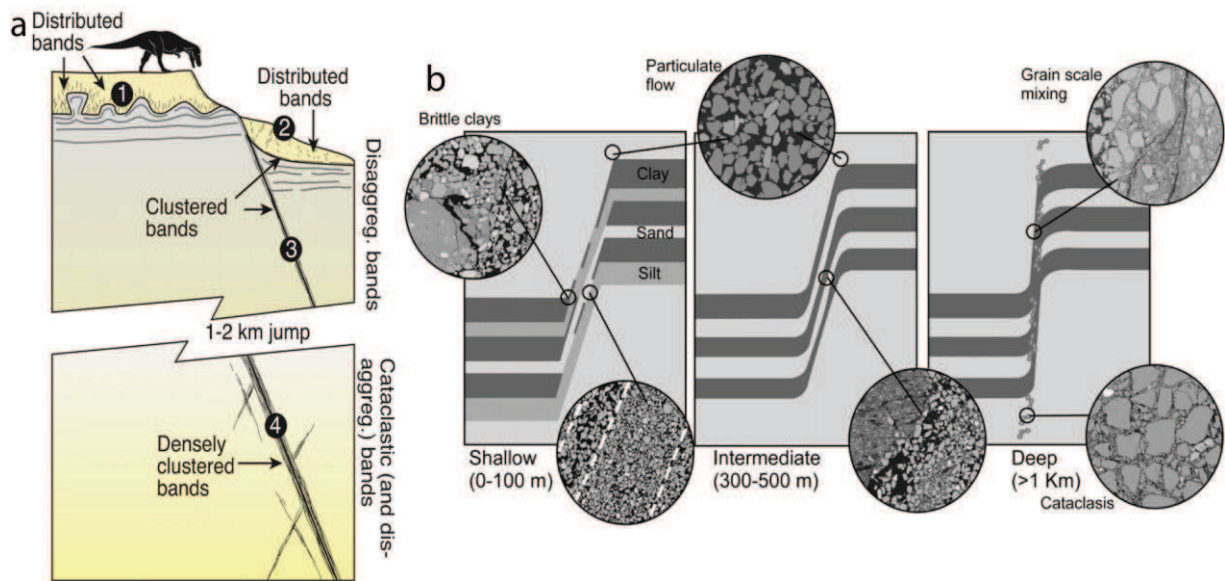


FIGURE 1.22 – Influence de l'enfouissement sur la formation des bandes de désagrégation (modifié d'après Fossen, 2010 (a) et Kristensen et al., 2013 (b)).

FIGURE 1.22 – Influence of burial depth of the disaggregation band formation (modified from Fossen, 2010 (a) and Kristensen et al., 2013 (b)).

(2) Le processus de pression-solution entre les grains de quartz se déclenche de façon significative pour des températures supérieures à 90°C correspondant à des profondeurs supérieures à 3 km (Walderhaug, 1996 ; Renard et al., 1997). Ce processus induit une réduction de porosité importante et favorise le développement de joints localisés (Fisher et al., 1999). La présence de bandes cataclastiques comportant des grains à cassures fraîches, favorise et localise le développement de pression-solution et de cimentation (Fowles et Burley, 1994 ; Fisher et Knipe, 2001). Ceci induit la formation de bandes cataclastiques qui peuvent être très imperméables (Ogilvie et Glover, 2001 ; Fisher et Knipe, 2001 ; Lothe et al., 2002) (Fig. 1.23a).

De faibles enfouissements favorisent la formation de bandes de désagrégation généralement dilatantes pouvant constituer des zones de migration préférentielle pour les fluides, alors que l'augmentation de l'enfouissement favorise la formation de bandes cataclastiques et/ou cimentées à forte réduction de perméabilité (Du Bernard et al., 2002a ; Sample et al., 2006 ; Brandes et al., 2012) (Fig. 1.23a). Cependant, les processus de cimentation étant aussi en action dans le grès non-déformé, le contraste de perméabilité entre bandes et grès hôte diminue généralement avec la profondeur, réduisant l'impact potentiel de ces bandes sur les circulations de fluides (Fig. 1.23b).

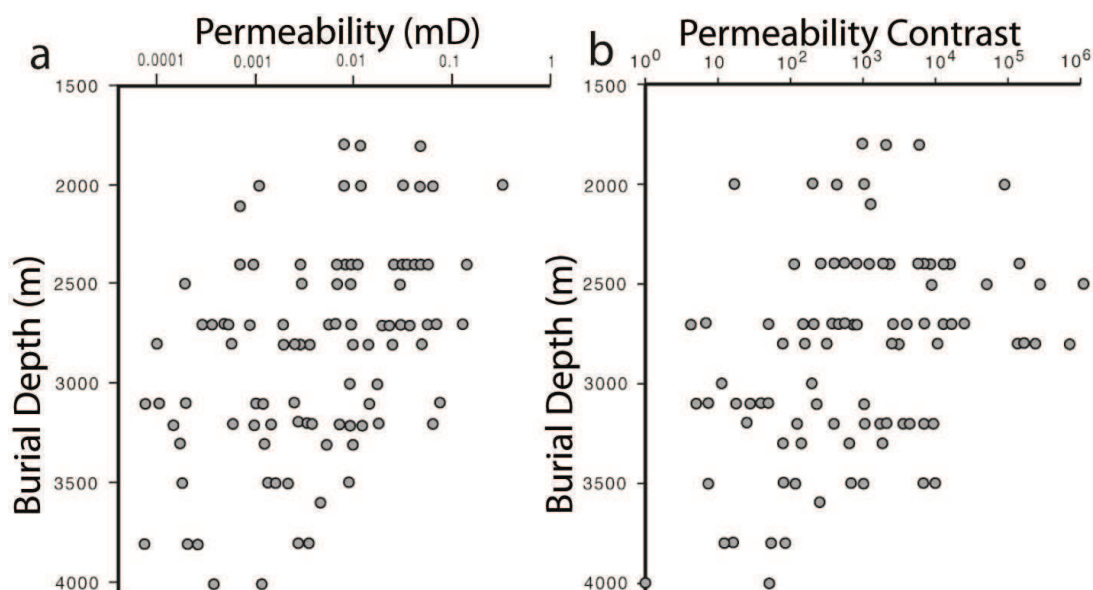


FIGURE 1.23 – Graphiques montrant la perméabilité des bandes (a) et le contraste de perméabilité entre bande et grès hôte (b) en fonction de l'enfouissement (modifié d'après Fisher et Knipe, 2001).

FIGURE 1.23 – Graphs showing the permeability (a) and the permeability contrast between band and host sand (b) as a function of burial depth (modified from Fisher and Knipe, 2001).

1.3.2.b. Contexte tectonique

Peu de travaux ont été menés sur l'influence du contexte tectonique sur les propriétés structurales et pétrophysiques des bandes de déformation dans les grès poreux. Ce facteur externe ne montre pas d'influence systématique sur le type de structure de déformation. Les bandes de déformation et les fractures, ainsi que les quatre types de bandes classées par les micro-mécanismes sont observées dans des contextes andersonien normal (extensif), inverse (contractant) ou décrochant (Aydin et al., 2006). Seules les bandes purement dilatantes et compactantes sont observées uniquement en contexte extensif et contractant, respectivement.

En revanche, le contexte tectonique semble influencer la distribution des bandes de déformation dans les grès poreux (Solum et al., 2010). Les bandes formées en régime inverse apparaissent généralement plus distribuées que les bandes formées en régime normal qui sont plutôt localisées autour des failles (Du Bernard et al., 2002b ; Johansen et Fossen, 2008 ; Schueller et al., 2013) (Fig. 1.24). Cette différence de distribution conditionne le développement des failles dans les grès poreux ; le régime normal semblant, en effet, plus propice à la formation d'amas de bandes et à la localisation des failles que le régime inverse (Saillet et Wibberley, 2010) (Fig. 1.25). En revanche, des conditions structurales spécifiques (couche d'évaporite, zone de relais de faille, plis...) peuvent perturber localement l'influence du contexte tectonique appliqué en champs lointain sur la distribution de la déformation dans les grès poreux (voir Fig. 1 dans Fossen et Rotevatn, 2012). Notons, que l'influence du contexte décrochant sur la distribution des bandes de déformation n'est pas décrite dans la littérature.

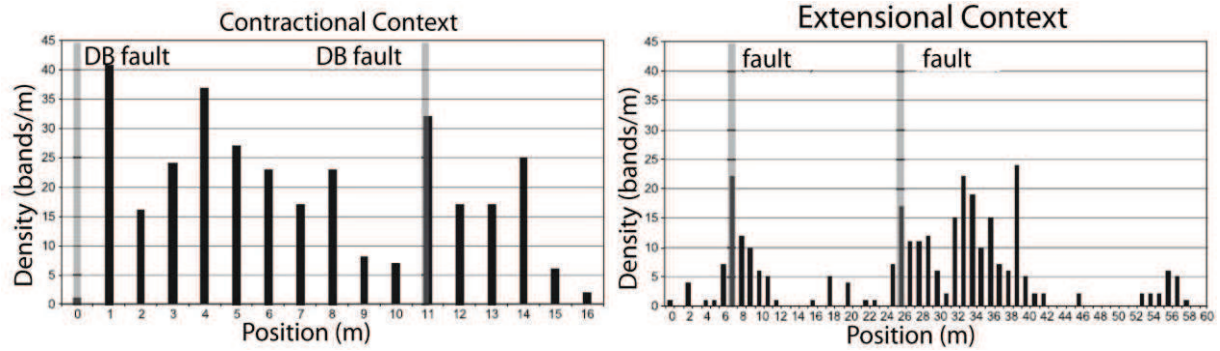


FIGURE 1.24 – Distribution des bandes de déformation autour des failles en contexte contractant et extensif (modifié d'après Solum et al., 2010).

FIGURE 1.24 – Band distribution around faults in contractional and extensional settings (modified from Solum et al., 2010).

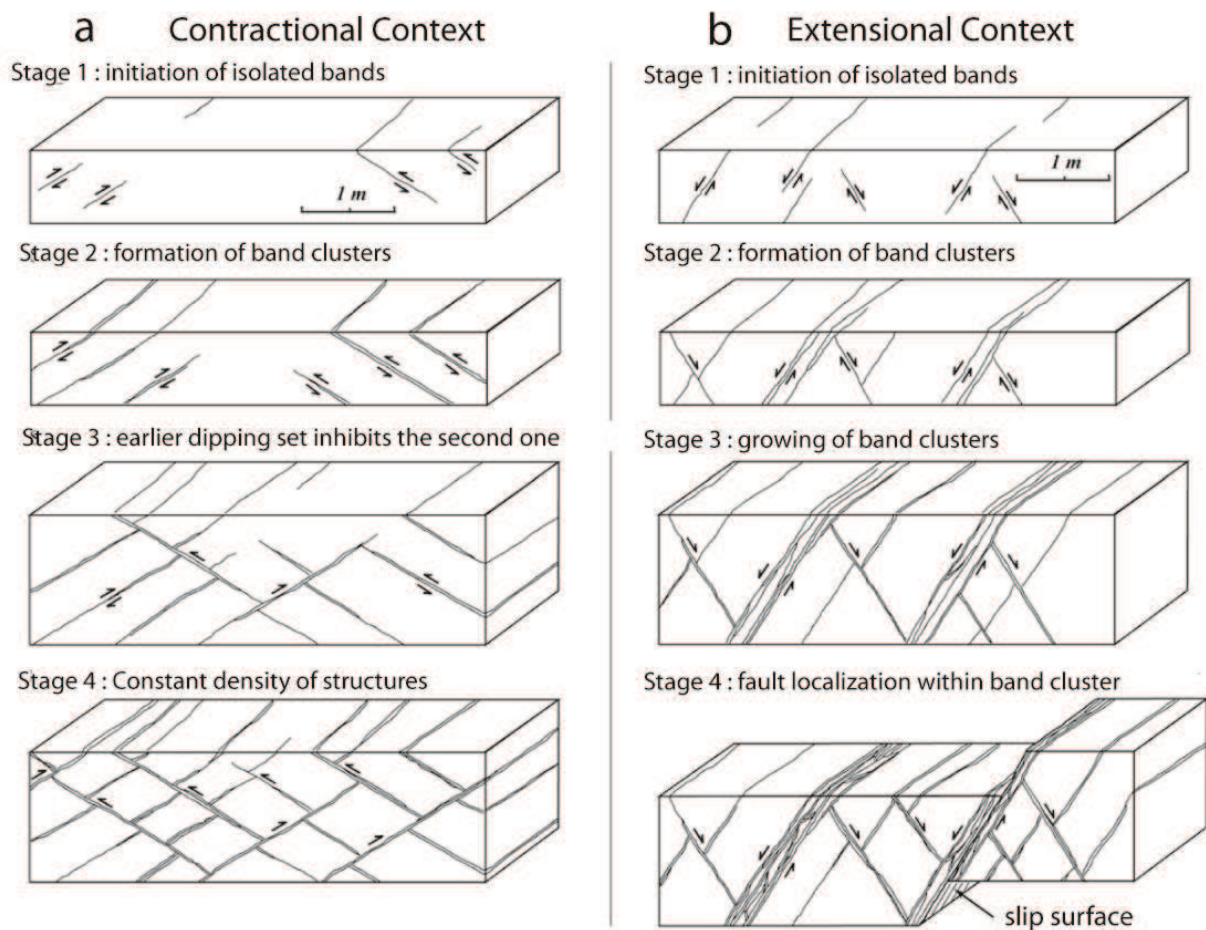


FIGURE 1.25 – Evolution des réseaux de bandes de déformation en fonction du contexte tectonique (modifié d'après Sallet et Wibberley, 2010). (a) Contexte contractant. (b) Contexte extensif.

FIGURE 1.25 – Evolution of deformation band networks as a function of tectonic context (modified from Sallet and Wibberley, 2010). (a) Contractional context. (b) Extensional context.

Alors qu'ils décrivent des variations de perméabilité similaires dans les bandes associées aux différents contextes tectoniques (plus de 4 ordres de grandeur comparées au grès hôte (Fig. 1.26)), Solum et al. (2010) puis Brandenburg et al. (2012) soulignent l'importance de la distribution spatiale des bandes associées au régime inverse dans la

réduction de connectivité des réservoirs. Les réseaux de bandes formés en régime inverse semblent donc avoir les meilleures dispositions pour affecter les circulations de fluides dans les réservoirs gréseux poreux. Sallet et Wibberley (2013) montrent, cependant, qu'une seule faille ultracataclastique peut affecter davantage la perméabilité du réservoir qu'un réseau de bandes de déformation distribuées.

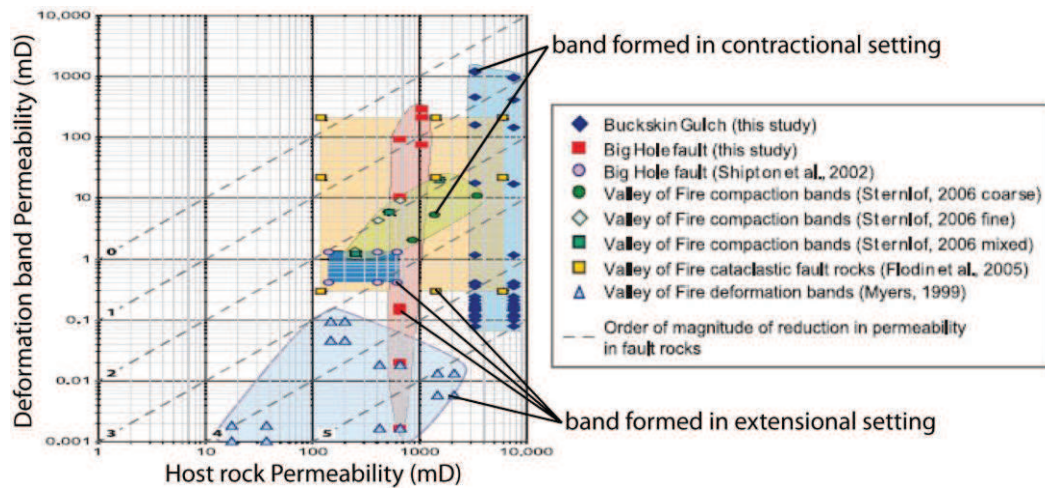


FIGURE 1.26 – Graphique montrant la perméabilité des bandes de déformation en fonction de la perméabilité du grès hôte pour des bandes associées à différents contextes tectoniques (modifié d'après Solum et al., 2010).

FIGURE 1.26 – Graph showing the band permeability as a function of the host sand permeability for bands related to different tectonic setting (modified from Solum et al., 2010).

1.4. Mécanique des milieux granulaires poreux

Les bandes de déformation montrent donc des caractéristiques variées, notamment en termes de propriétés pétrophysiques et d'influence sur les circulations de fluide, dépendant directement de nombreux paramètres de contrôle identifiés sur le terrain. Certains de ces paramètres ont pu être mieux contraints à partir de l'analyse mécanique de la déformation des roches granulaires poreuses en laboratoire. La mécanique des milieux granulaires semblent par conséquent une approche nécessaire dans l'optique d'une meilleure compréhension des processus de déformation observés dans les réservoirs gréseux poreux.

1.4.1. Essais triaxiaux et méthodologie

1.4.1.a. Essais triaxiaux

Différents types de tests sont utilisés en laboratoire dans l'analyse du comportement mécaniques des matériaux. Un certain nombre de ces tests sont réalisés en presse triaxiale, outil permettant d'obtenir la réponse mécanique du matériau selon de nombreuses possibilités de chargement ; i.e. contraintes appliquées à l'échantillon (Wong et al., 1997). La déformation des roches peut alors être analysée pour des chargements simulant l'évolution des contraintes pour différents enfouissements et régimes tectoniques (Scoot, 2007). Ces trajets de contraintes peuvent être tracés sur des graphiques montrant l'évolution de la **contrainte différentielle ou déviatorique** ($Q = \sigma_1 - \sigma_3$) en fonction de la **contrainte moyenne effective** ($P' = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 - P_f$ avec P_f la pression de fluide) (Fig. 1.27) (Scoot, 2007).

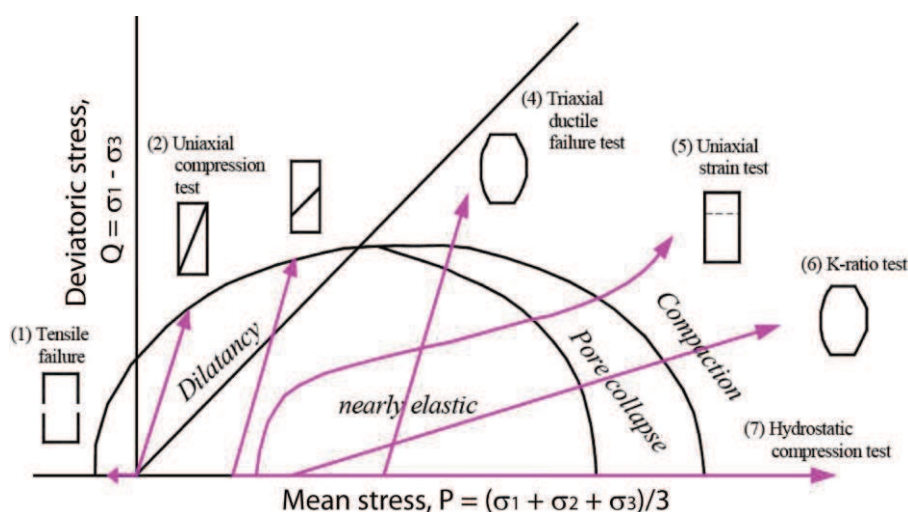


FIGURE 1.27 – Diagramme $Q - P$ montrant les différents essais mécaniques classiquement utilisés pour l'analyse des propriétés mécaniques des matériaux par presse triaxiale (modifié d'après Scoot, 2007).

FIGURE 1.27 – $Q - P$ diagram showing the different tests used to analysis the mechanical properties of material by triaxial press (modified from Scoot, 2007).

1.4.1.b. Modes de chargement

Un **chargement hydrostatique ou isotrope** correspond à une augmentation progressive de la pression de confinement (P_c) ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$) (Fig. 1.27, 7).

Un **chargement axial** consiste à appliquer une augmentation de contrainte selon un des axes de l'échantillon, en plus de la pression de confinement ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$). Différentes vitesses de chargement et différentes P_c peuvent être utilisées lors de ces tests (Fig. 1.27, 2 à 6). Ces tests permettent d'obtenir la réponse mécanique des matériaux pour des contraintes simulant un chargement associée à une phase tectonique.

1.4.2. Mesure des enveloppes de plasticité

La porosité étant un proxy de la déformation dans les milieux poreux, les résultats de ces tests sont généralement analysés à l'aide de graphiques montrant l'évolution de la porosité en fonction de la contrainte moyenne (Wong et al., 1997) (Figs. 1.28 et 1.29a). Ces graphiques permettent notamment de déterminer l'état de contraintes pour lesquels la déformation du matériau passe du domaine élastique (déformation réversible) au domaine plastique (déformation non-réversible), pouvant correspondre à l'initiation des bandes de déformation (Schultz et Siddharthan, 2005). Cet état de contraintes, dit « critique », se détermine par une discontinuité de l'évolution de la porosité révélant l'initiation de la déformation plastique (Figs. 1.28 et 1.29a). Cet état de contrainte peut être noté C' , C^* et P^* en fonction du type de déformation et du mode de chargement sous lequel il est mesuré. La quantification de ces différents états de contraintes critiques permettent d'obtenir l'enveloppe de plasticité du matériau (Fig. 1.29b).

L'état **C'** correspond à un **adoucissement** ou **écrouissage négatif** (strain softening), révélé par à une augmentation soudaine de la porosité et une relaxation de la contrainte moyenne (Fig. 1.29). Cet état est généralement atteint lors de tests en chargement axial, réalisés à faible pression de confinement (Baud et al., 2000 ; Bésuelle, 2001). La déformation qui lui est associée est dite « **fragile** » (**shear-induced dilation, brittle faulting**) et se présente généralement localisée sous forme de fracture cisailante (Fig. 1.30). Un réarrangement des grains parfois accompagnés de fracturation intragranulaire peut précéder la formation de cette fracture (Ménendez et al., 1996 ; El Bied et al., 2002). Notons que la localisation de la fracture est favorisée par la présence de fluides dans la roche (augmentation de la pression de fluide, P_f) (Sulem et Ouffroukh, 2006).

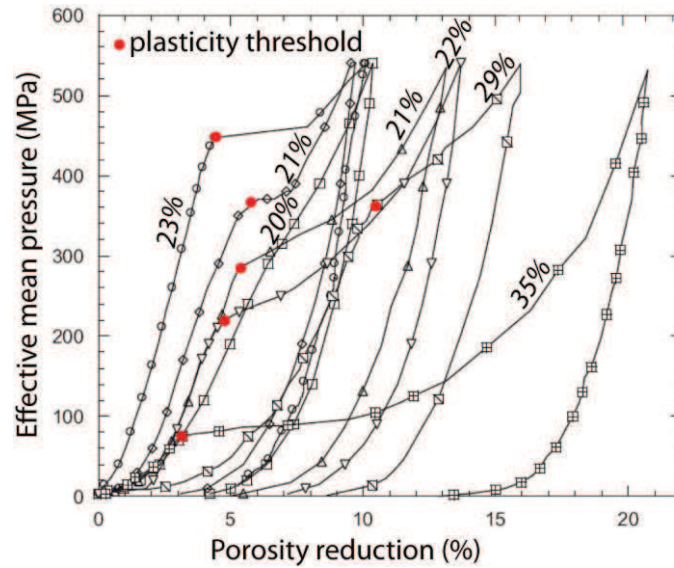


FIGURE 1.28 – Graphique montrant l'évolution de la réduction de porosité en fonction de la contrainte moyenne effective lors de chargement hydrostatique en presse triaxiale pour des grès de différente porosité (modifié d'après Wong et Baud, 2012). L'inflexion de la courbe se trouve à des pressions plus grandes pour les grès fins.

FIGURE 1.28 – Graph showing the evolution of the porosity reduction as a function of the effective mean pressure under hydrostatic loading in triaxial press for sands showing different porosity (modified from Wong and Baud, 2012). The curve inflexion is for higher mean pressure in the fine-grained sandstone.

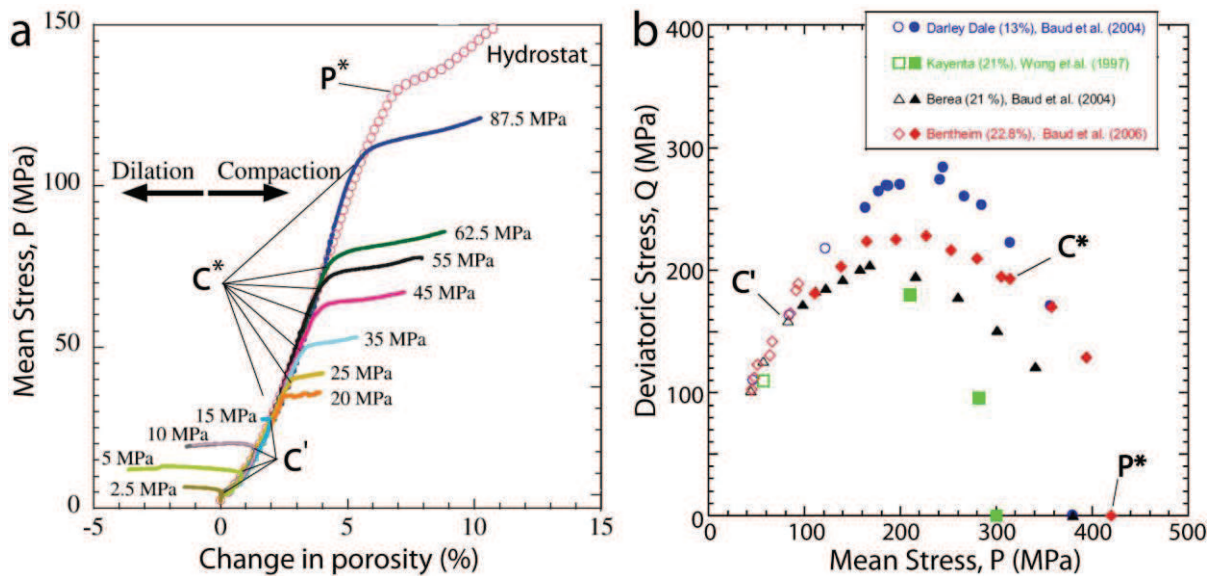


FIGURE 1.29 – (a) Graphique montrant l'évolution de la porosité en fonction de la contrainte moyenne (P) pour des échantillons déformés sous différentes pression de confinement (modifié d'après Karner et al., 2005). (b) Diagramme $Q - P$ montrant les enveloppes de plasticité de différents grès (modifié d'après Wong et Baud, 2012). (C' = adoucissement en chargement axial ; C^* = écrouissage en chargement axial ; P^* = écrouissage en chargement hydrostatique).

FIGURE 1.29 – (a) Graph showing the porosity change as a function of the mean stress (P) for samples deformed under different confining pressure (modified from Karner et al., 2005). (b) $Q - P$ diagram showing the yield envelopes of different sands (modified from Wong and Baud, 2012). (C' = strain softening under axial loading; C^* = strain hardening under axial loading; P^* = strain hardening under hydrostatic loading).

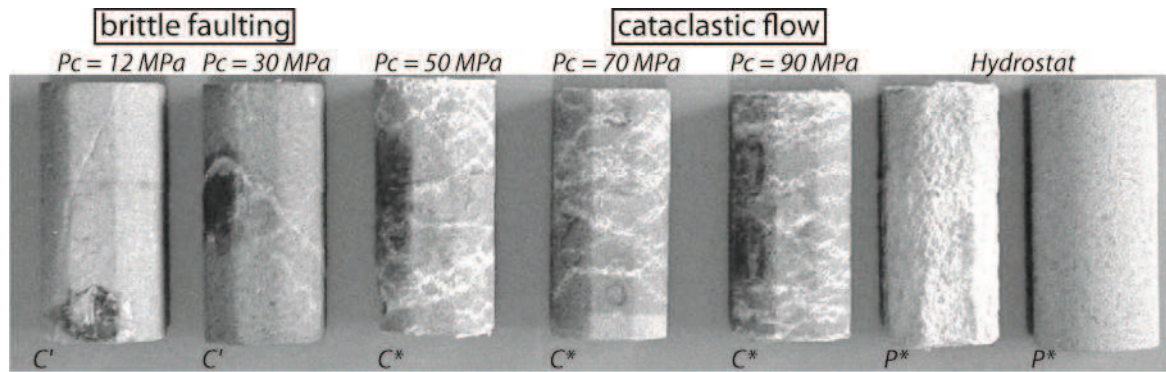


FIGURE 1.30 – Echantillons de grès déformés pour différentes pressions de confinement (modifié d'après Fortin et al., 2005). (P_c = Pression de confinement)

FIGURE 1.30 – Photographs picturing sandstone samples deformed at different confining pressure (modified from Fortin et al., 2005). (P_c = Confining Pressure)

L'état C^* correspond à un **écrouissage positif** (strain hardening), révélé par une réduction soudaine de porosité sans relaxation de la contrainte moyenne (Fig. 1.29a). Cet état est atteint lors de tests en chargement axial, réalisés à fortes pression de confinement (Bésuelle, 2001). La déformation qui lui est associée est « **ductile** » (**cataclastic flow, shear-enhanced compaction**) et se présente généralement localisée sous forme de bandes de déformation cisailantes (Bésuelle et al., 2000 ; Fortin et al., 2005) (Fig. 1.30). Une intense émission acoustique est associée à cette déformation (Wong et al., 1997 ; Baud et al., 2006 ; Fortin et al., 2009 ; charalampidou et al., 2010) (Fig. 1.31a), révélant l'initiation de fracturation intragranulaire (Menéndez et al., 1996 ; Zhu et al., 2007) et pouvant conduire à la formation de bandes cataclastiques localisées (Baud et al., 2004 ; Fortin et al., 2009 ; Stanchits et al., 2009) (Fig. 1.31b).

L'état P^* correspond à la résistance du matériau sous un chargement hydrostatique (Fig. 1.29) (Zhang et al., 1990). La déformation associée à cet état est de la fracturation intragranulaire pouvant mener à de la cataclase (**cataclastic flow**) (Fig. 1.31b) et affectant généralement la totalité de l'échantillon (pas de formation de bandes de déformation localisées) (Fig. 1.30). Notons que P^* est appelé Pression de consolidation et se note P_{co} dans les sables non consolidés. P_{co} est souvent plus difficile à déterminer dans ce type de matériau où la déformation est plus progressive et alterne entre réarrangement de grains et cataclase (Chuhan et al., 2002). P_{co} est généralement déterminée à l'aide de graphique montrant l'évolution du ratio de vide, e en fonction de la contrainte axiale (Fig. 1.32). Sur ces graphiques, le point d'inflexion $(\sigma'_v)_{M_{max}}$ ou le point de courbure maximale $(\sigma'_v)_{MC}$ peuvent être considérés comme étant la valeur de P_{co} (Fig. 1.32) (Mesri et Vardhanabhuti, 2009).

L'état $C^{*'}$ correspond à une rupture fragile après une première déformation plastique ductile du type C^* ou P^* (Fortin et al., 2005 ; Rutter et Glover, 2012 ; Wong et Baud, 2012). Puisque l'état $C^{*'}$ n'est pas utilisé dans la construction des enveloppes de plasticité, les caractéristique de cette déformation ne seront pas présentées davantage.

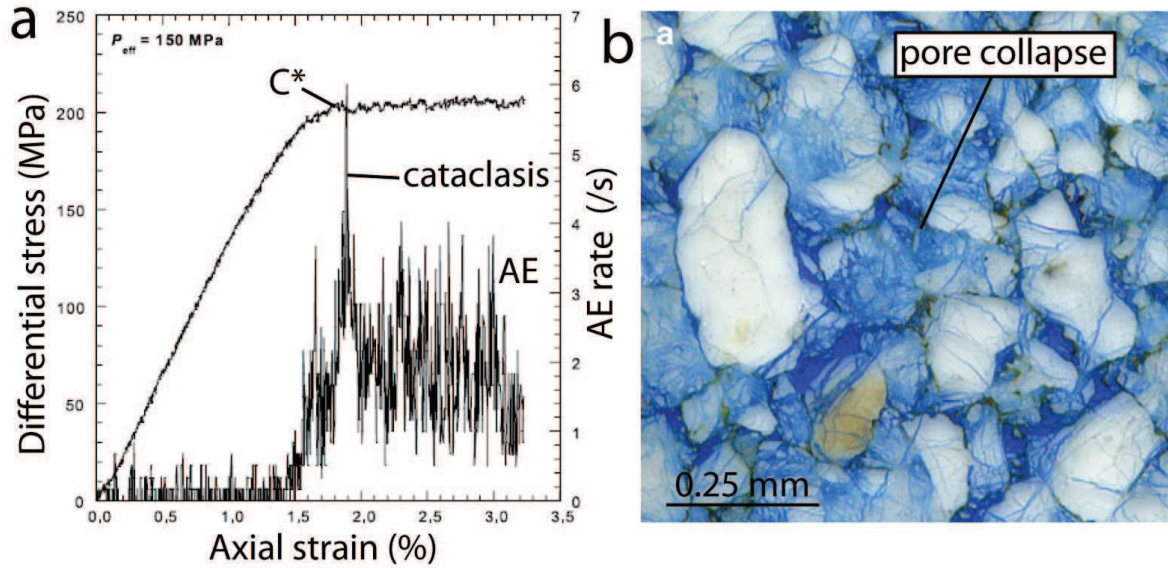


FIGURE 1.31 – (a) Graphique montrant l'évolution de la contrainte différentielle et de l'émission acoustique (AE) en fonction de la déformation axiale (modifié d'après Baud et al., 2004). (b) Effondrement des grains et colmatage des pores lors de l'écrouissage (Wong et Baud, 2012).

FIGURE 1.31 – Graph showing the evolution of the differential stress and acoustic emission (AE) as a function of the axial strain (modified from Baud et al., 2004). (b) Grain crushing and pore collapse under cataclastic flow (Wong and Baud, 2012).

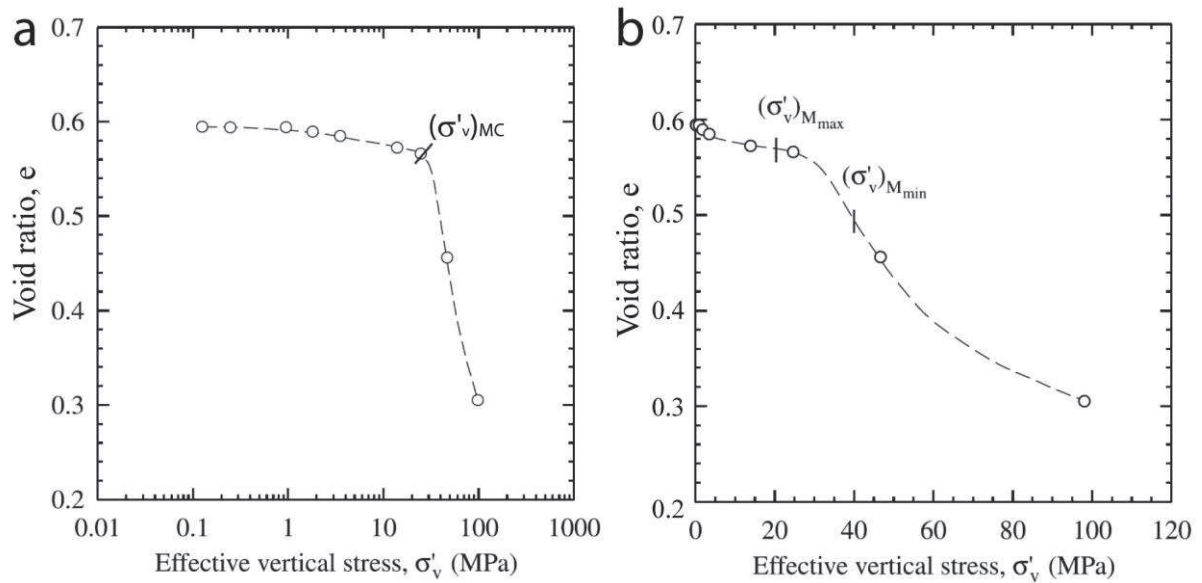


FIGURE 1.32 – Graphique montrant l'évolution du ratio de vide en fonction de la contrainte axiale (modifié d'après Mesri et Vardhanabhuti, 2009).

FIGURE 1.32 – Graph showing the evolution of void ratio as a function of axial stress (modified from Mesri and Vardhanabhuti, 2009).

Les **enveloppes de plasticité** des milieux granulaires poreux se composent donc de deux parties distinctes (Wong et al., 1997 ; Davis et Selvadurai, 2002 ; Schultz et Siddharthan, 2005) (Figs. 1.29b et 1.33):

- Pour de faibles confinements, l'enveloppe est assez linéaire et montre une corrélation positive entre Q et P . Cette **partie linéaire** dite « **fragile** » (brittle faulting) correspond à la formation de bandes dilatantes, plus ou moins cisailantes, ou de fractures localisées (état C') (Wong et al., 1997 ; Baud et al., 2004) (Fig. 1.33, 1 et 2),

- Pour de forts confinements, l'enveloppe forme un cap avec une corrélation négative entre Q et P . Cette **partie** dite « **ductile** » (shear-enhanced compaction) correspond à la formation de bandes compactantes plus ou moins cisailantes (états C^* et P^*) (Baud et al., 2004 ; Fortin et al., 2005) (Fig. 1.33, 4 et 5).

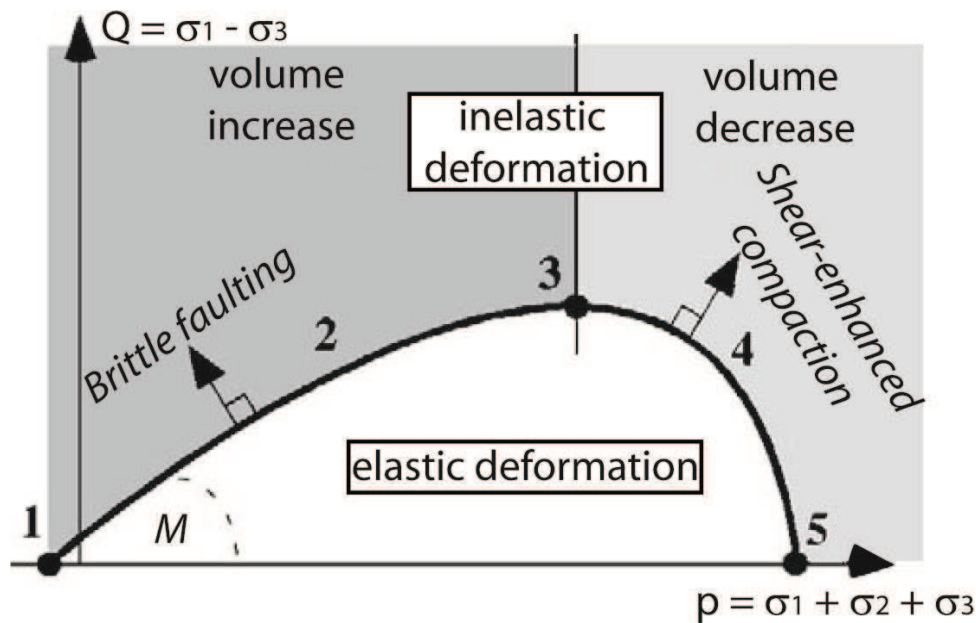


FIGURE 1.33 – Enveloppe de plasticité théorique d'un milieu granulaire poreux et bandes de déformation associée (1 : bandes dilatantes ; 2 : bandes dilatantes cisailantes ; 3 : bandes cisailantes ; 4 : bandes de compactantes cisailantes ; 5 : bandes de compaction) (modifié d'après Schultz et Siddharthan, 2005).

FIGURE 1.33 – Theoretical yield envelop of granular and porous media and associated deformation bands (1: dilation bands; 2: shear dilation bands; 3: shear bands; 4: compactional shear bands; 5: compaction bands) (modified from Schultz and Siddharthan, 2005).

1.4.3. Partie fragile des enveloppes

Le point **3** Fig. 1.33 correspond à la limite entre déformation fragile sur la partie gauche du graphique et ductile sur la partie droite ; limite appelée « **critical state line** » (Schultz et Siddharthan, 2005 ; Schultz et al., 2010 ; Rutter et Glover, 2012). Bien que conceptuellement différente car définie comme isochore, la critical state line est proche de la droite de Coulomb (Fig. 1.34) (Fortin et al., 2005 ; Rutter et Glover, 2012). Sa pente (M) peut être approximée par (Davis et Selvadurai, 2002):

$$M = 6 \sin \phi / (3 - \sin \phi) \quad (1)$$

Où l'angle de friction $\mu = \tan \phi$, ϕ étant l'angle de friction interne du matériau.

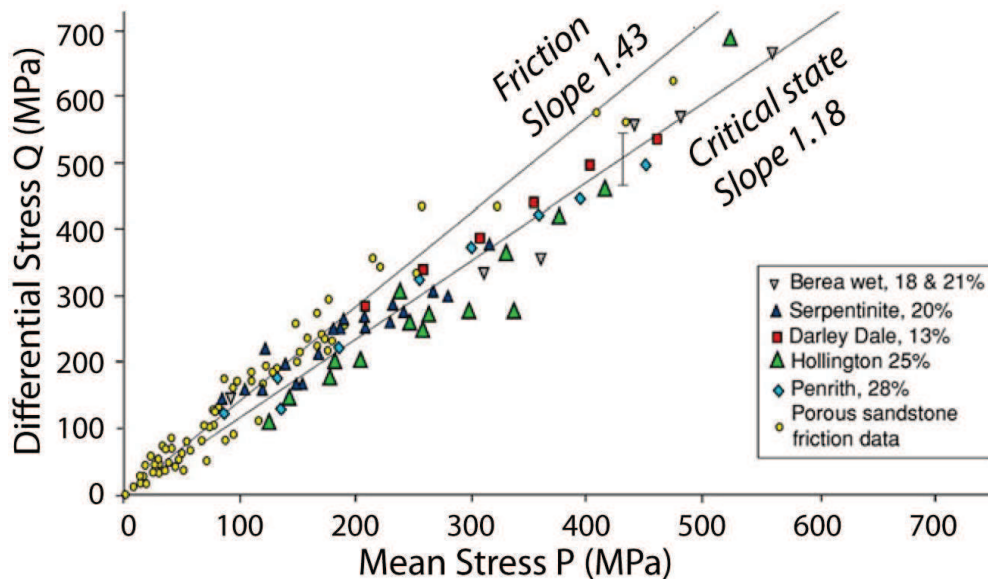


FIGURE 1.34 – Diagramme Q – P montrant les données de glissement frictionnel et d’état critique de grès poreux (modifié d’après Rutter et Glover, 2012).

FIGURE 1.34 – Q – P diagram showing friction sliding and critical state data for porous sandstones (modified from Rutter and Glover, 2012).

Cette partie frictionnelle de l’enveloppe semble indépendante du type de grès et montre une pente moyenne de 1.2 sur un graphe Q - P (Rutter et Glover, 2012) (Fig. 1.34). La déformation associée est généralement dilatante (Fig. 1.35a) et/ou cataclastique avec localisation d’une fracture localisée au sein de la bande (Fig. 1.36b) (Bésuelle et al., 2000 ; El Bied et al., 2002 ; Sulem et Ouffroukh, 2006). L’augmentation de perméabilité dans la fracture peut induire une zone préférentielle de circulations des fluides (Ngwenya et al., 2003). En revanche, la cataclase pré-fracturation induit une réduction de perméabilité autour de la fracture, réduisant la capacité des fluides à circuler perpendiculairement à cette structure (Zhu et Wong, 1996 ; Vajdova et al., 2004).

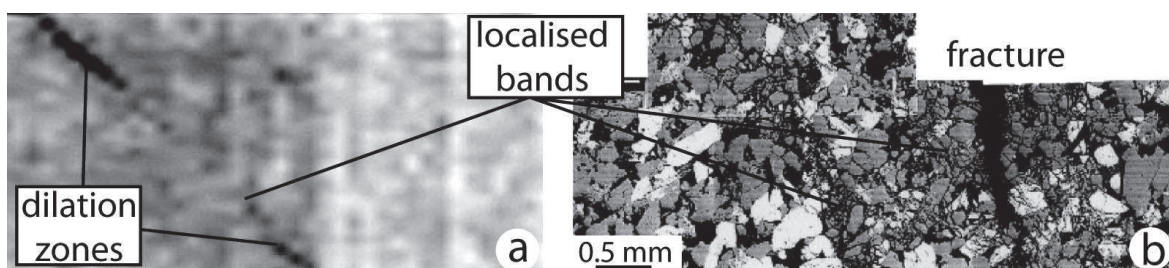


FIGURE 1.35 – (a) Image de scanner CT montrant les zones les plus dilatantes en noir. (b) Image MEB d’une zone cisailante formée à faible confinement (modifié d’après Bésuelle et al., 2000).

FIGURE 1.35 – (a) CT scanner picture showing the dilation zones in black. (b) SEM photomicrograph of shear zone formed at low confining pressure (modified from Bésuelle et al., 2000).

1.4.4. Partie ductile des enveloppes

La partie ductile ou « cap » des enveloppes peut être influencée par plusieurs paramètres tels que la porosité et la taille des grains du matériau (Fig. 1.36a).

1.4.4.a. Rôle de la porosité et de la taille des grains

Il a été montré que la valeur de P^* dépend de la porosité et de la taille des grains dans les matériaux gréseux (Wong et al., 1997) et les sables (Karner et al., 2005). Ces essais montrent bien que les grès à forte porosité nécessitent moins de contraintes que les grès peu poreux pour atteindre leur seuil de plasticité ; seuil pouvant correspondre à l'initiation des bandes de déformation (Fig. 1.28). La porosité est donc susceptible d'influencer l'initiation et l'intensité de la déformation dans les grès poreux (Fig. 1.16b) (Schultz et al., 2010).

Une corrélation négative entre le produit *porosité * rayon de grain médian* et P^* a été démontrée par Zhang et al. (1990), dans les grès et dans les billes de verres (Fig. 1.36b). Une loi empirique permettant de quantifier la valeur de P^* à partir de la porosité et du rayon de grains a pu ainsi être tirée de ces différentes analyses :

$$P^* = (\phi R)^n \quad (2)$$

Avec ϕ : la porosité ; R : le rayon de grains médian, et n : la pente de la régression linéaire du graphique Fig. 1.36b environ égale à $-3/2$.

L'influence de paramètres tels que la composition minéralogique et la forme des grains sur la valeur de P_{co} a été analysée par Mesri et Vardhanabhuti (2009). Cette analyse montre que les sables carbonatés ou pluri-cristallins sont moins résistants que les sables uniquement quartzeux (P_{co} ou $(\sigma'_v)_{MC}$ sont plus faibles). De la même manière, les sables anguleux semblent moins résistants que les sables à grains arrondis.

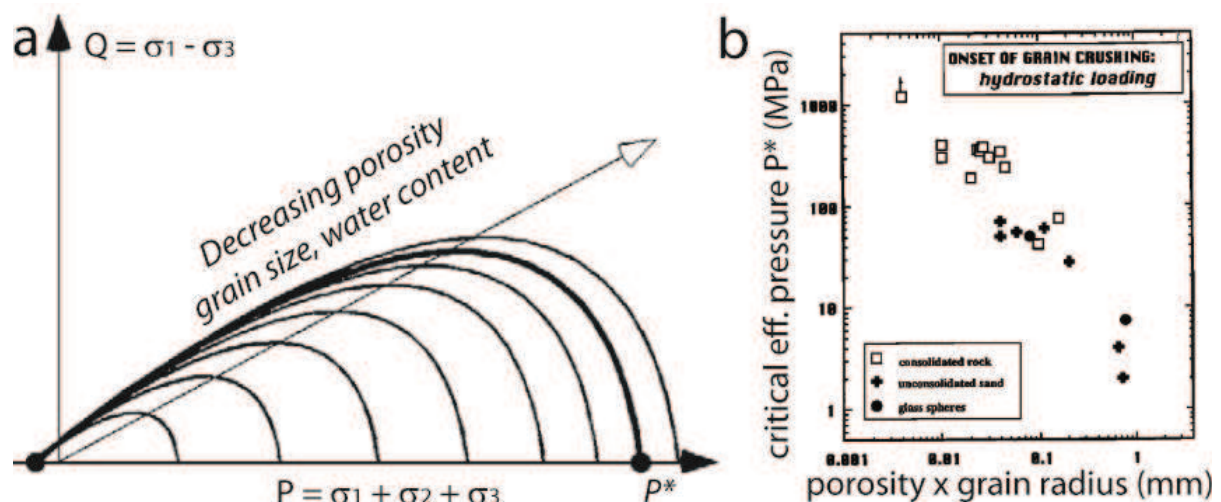


FIGURE 1.36 – (a) Evolution de l'enveloppe de plasticité en fonction de la réduction de la porosité ou de la taille de grains (Schultz et Siddharthan, 2005). (b) Graphique montrant la relation entre porosité*rayon de grains et P^* (Wong et al., 1997).

FIGURE 1.36 – (a) Evolution of yield envelope as a function of porosity and grain size decrease (modified from Schultz and Siddharthan, 2005). (b) Graph showing the relationship between porosity*grain radius and P^* (Wong et al., 1997).

1.4.4.b. Strain Hardening

Comme exposé précédemment, il a été montré qu'une réduction de la porosité et/ou de la taille de grains a tendance à augmenter la résistance du matériau et donc à agrandir son enveloppe de plasticité (Fig. 1.36a). Cette influence est définie comme le processus de « strain hardening ». En effet, dans la partie cap des enveloppes, la déformation plastique des grès poreux se fait par fracturation intragranulaire et cataclase (Fig. 1.31b). La cataclase induit une réduction de taille de grains et de la porosité, ce qui agrandit progressivement la partie cap des enveloppes (Figs. 1.36a et 1.37).

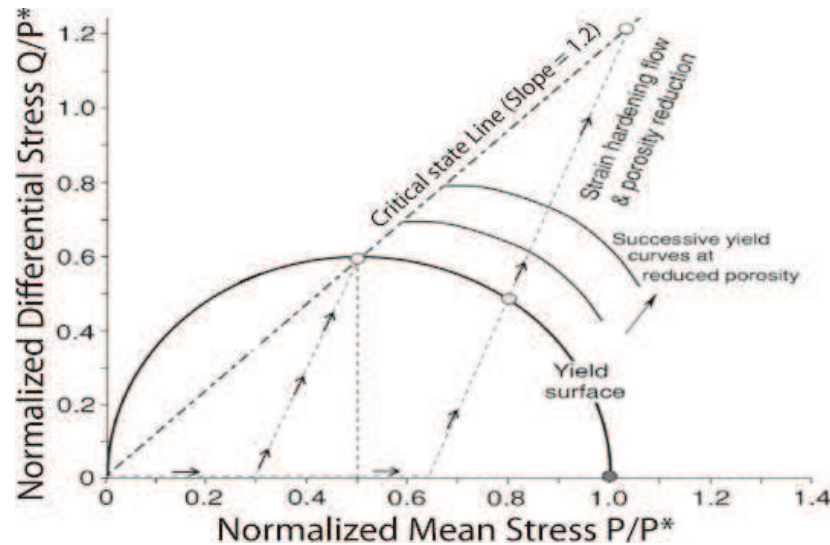


FIGURE 1.37 – Modification de la partie cap des enveloppes et développement d'une déformation localisée par le processus de strain hardening (modifié d'après Rutter et Glover, 2012).

FIGURE 1.37 – Change of cap part of yield envelopes and formation of brittle deformation by strain hardening process (modified from Rutter and Glover, 2012).

Des contraintes plus élevées sont alors nécessaires pour déformer à nouveau le matériau ; déformation qui sera alors sous forme de bandes plus épaisses, plus obliques et plus cisailantes (Chemenda, et al., 2009). Ceci peut se répéter jusqu'à ce que le trajet des contraintes (flèche sur Fig. 1.37) atteigne la partie fragile de l'enveloppe, où la déformation se présentera sous forme de fracture localisée (Fig. 1.37) (Schultz et Siddharthan, 2005 ; Wibberley et al., 2007).

1.4.4.c. Rôle des contraintes sur le type de structure formée

L'état de contraintes conditionne les caractéristiques de la déformation susceptible de se former sur cette partie des enveloppes. Une augmentation de l'angle entre les bandes cisailantes et la contrainte principale s'observe avec l'augmentation de la pression de confinement (Bésuelle, 2001 ; Tembe et al., 2006) (Fig. 1.38). De la même manière, on observe des bandes plus fines (El Bied et al., 2002) et plus distribuées sur la totalité de l'échantillon (Mair et al., 2002b) pour des confinements plus forts (Fig. 1.39). Des bandes cisailantes s'observent généralement quand la pression déviatorique est supérieure à la pression moyenne, alors que des bandes de compaction plus ou moins diffuses ou discrètes

se développent pour de fortes contraintes moyennes (Baud et al., 2004, 2006 ; Fortin et al., 2005 ; Tembe et al., 2008). Notons que pour des conditions hydrostatiques la déformation cataclastique ne se localise pas sous forme de bandes de déformation, mais envahie l'ensemble de l'échantillon (Wong et Baud, 2012).

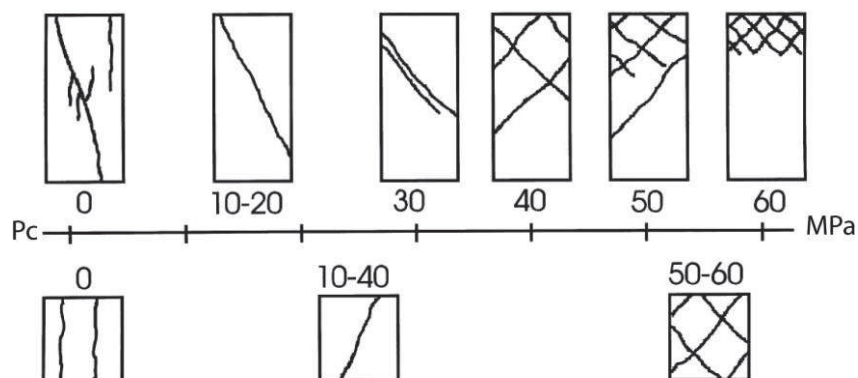


FIGURE 1.38 – Evolution de l’obliquité des bandes cisailantes en fonction de la pression de confinement (modifié d’après Bésuelle, 2001).

FIGURE 1.38 – Evolution of shear band obliquity as a function of the confining pressure (modified from Bésuelle, 2001).

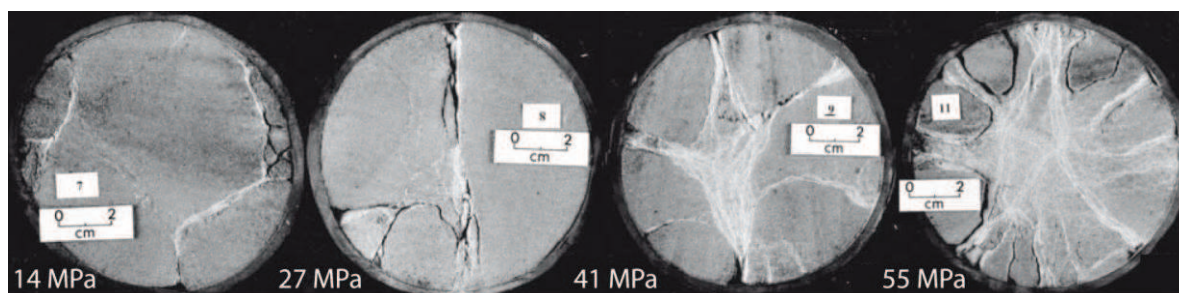


FIGURE 1.39 – Images en coupe de carottes déformées à différentes pressions de confinement (modifié d’après Mair et al., 2002b).

FIGURE 1.39 – Photographs showing cross sections of samples deformed at different confining pressure (modified from Mair et al., 2002b).

1.4.4.d. Evolution des propriétés pétrophysiques

Une réduction de porosité et de perméabilité est mesurée lors de la formation des bandes cataclastiques plus ou moins compactantes et cisailantes, sur la partie cap des enveloppes (Zhu et al., 1997 ; Lothe et al., 2002 ; Ngwenya et al., 2003 ; Zhu et al., 2007 ; Dautriat et al., 2009 ; Baud et al., 2012) (Fig. 1.40a). Une plus forte diminution de porosité et de perméabilité s’observe pour de plus fortes contraintes déviatoriques (Zhu et al., 1997). Ces réductions sont liées à l’intensité des processus cataclastiques qui s’opèrent dans ces bandes (Crawford, 1998). La même réduction de perméabilité peut s’observer pour des échantillons déformés à 40 et 150 MPa, ne montrant pas d’effet systématique de la pression de confinement sur la perméabilité de bandes de déformation formées (Baud et al., 2012) (Fig. 1.40a). Seule une réduction plus progressive de la perméabilité semble être reliée à l’augmentation de la pression de confinement (Fig. 1.40b).

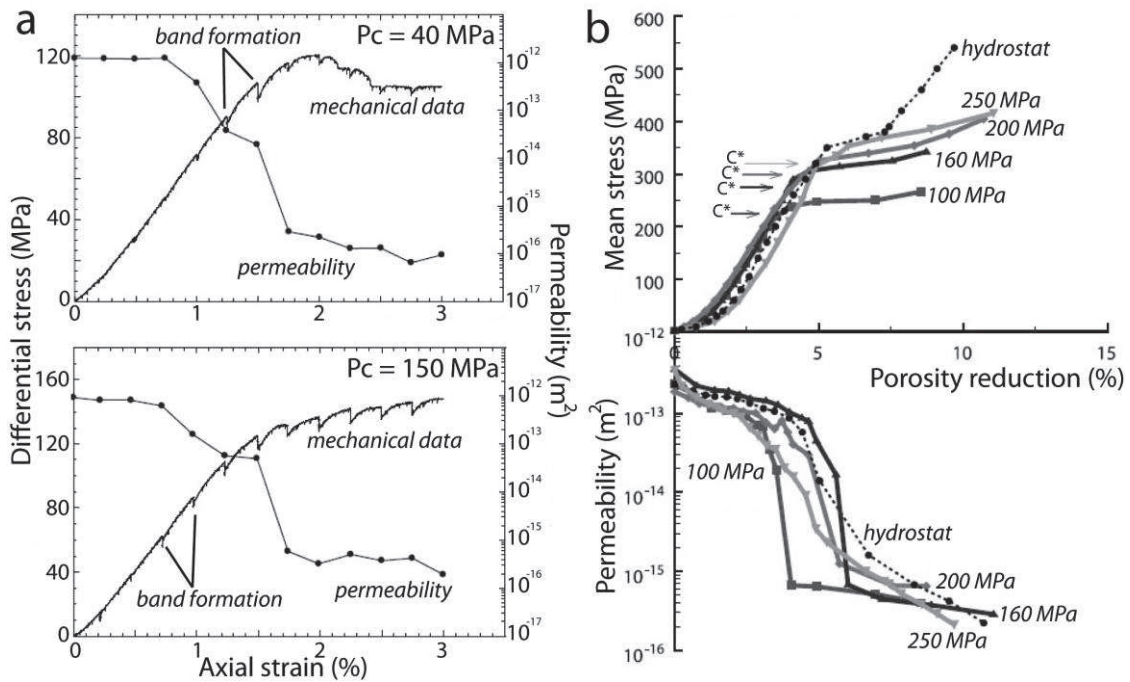


FIGURE 1.40 – (a) Contrainte différentielle et perméabilité en fonction de la déformation axiale pour des tests réalisés à $P_c = 40$ MPa et 150 MPa (modifié d'après Baud et al., 2012). (b) Contrainte moyenne et perméabilité en fonction de la réduction de porosité pour différentes pression de confinement (modifié d'après Zhu et al., 2007).

FIGURE 1.40 – (a) Differential stress and permeability as a function of the axial strain for tests realized with $P_c = 40$ MPa and $P_c = 150$ MPa (modified from Baud et al., 2012). (b) Mean stress and permeability as a function of the porosity reduction for different confining pressures (modified from Zhu et al., 2007).

1.4.5. Théorie et modèle numérique

La formation des bandes de déformation dans les grès et les sables est basée sur la **théorie de la bifurcation**. Cette théorie considère la localisation des bandes comme une instabilité de la déformation inélastique d'un matériau (voir Rudnicki et Rice (1975) et les références citées dans cette note). En effet, un matériau initialement uniforme, se déforme de façon homogène jusqu'à un point de bifurcation à partir duquel une déformation non-uniforme peut s'initier le long d'un plan (ou d'une bande), pour une déformation homogène en dehors de la zone de localisation (Fig. 1.41a) (Rudnicki et Rice, 1975). Cette bifurcation se fait donc pendant la phase de déformation plastique, graphiquement sur l'enveloppe de plasticité du matériau (Fig. 1.41b). À chaque position de cette enveloppe correspond un coefficient de friction interne (μ) et un facteur de dilatance (β) au point de bifurcation (Fig. 1.41c) (Rudnicki et Rice, 1975 ; Bésuelle, 2001). Les matériaux de forte porosité peuvent montrer des μ et β positifs et négatifs, d'où la partie cap des enveloppes (Fig. 1.41b) (Olsson, 1999). Ce point de bifurcation dépend du module de durcissement critique ou «critical hardening modulus » (h) du matériau, lui-même dépendant de nombreux autres paramètres tels que μ , β , le module de cisaillement élastique (G) ou l'état de contrainte (N) (Rudnicki et Rice, 1975 ; Chemenda, 2007) (Fig. 1.41d).

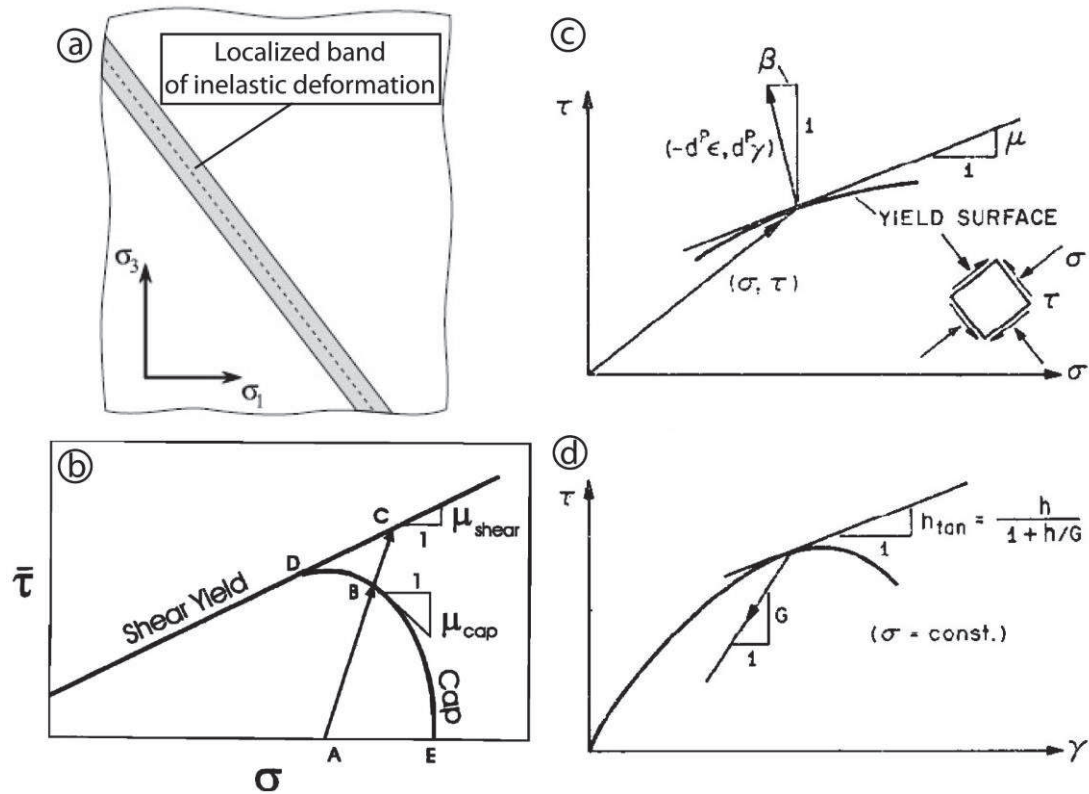


FIGURE 1.41 – (a) Modèle de localisation d’une bande cisailante unique (modifié d’après Chemenda, 2007). (b) Graphique de contrainte cisailante (τ) vs. contrainte normale (σ) montrant une enveloppe de plasticité schématisée d’un grès poreux (d’après Olsson, 1999). (c) Graphique de contrainte cisailante (τ) vs. contrainte normale (σ) montrant une partie d’une enveloppe de plasticité permettant l’interprétation géométrique du coefficient de friction interne (μ) et du facteur de dilatance (β) (d’après Rudnicki et Rice, 1975). (d) Graphique de contrainte cisailante (τ) vs. déformation cisailante (γ) permettant l’interprétation géométrique du module d’endurcissement (h), du module tangent (h_{tan}) et du module de cisaillement élastique (G) (d’après Rudnicki et Rice, 1975).

FIGURE 1.41 – (a) Mono-shear-band localization model (modified from Chemenda, 2007). (b) Graph of shear stress (τ) vs. normal stress (σ) showing a schematic yield curve for porous sandstone (from Olsson, 1999). (c) Graph of shear stress (τ) vs. normal stress (σ) showing a part of yield surface allowing the geometric interpretation of the coefficient of internal friction (μ) and the dilatancy factor (β) (from Rudnicki and Rice, 1975). (d) Graph of shear stress (τ) vs. shear strain (γ) showing the geometric interpretation of the hardening modulus (h), the tangent modulus (h_{tan}) and the elastic shear modulus (G) (from Rudnicki and Rice, 1975).

Le coefficient de friction (μ), et le facteur de dilatance (β) déterminent l’angle entre la bande et la contrainte principale ainsi que le type de bande formée (dilatante, cisailante ou compactante) (Issen et Rudnicki, 2000 ; Bésuelle, 2001) (Fig. 1.42a). Un seuil équivalent à $\beta + \mu \leq -\sqrt{3}$ a pu être déterminé théoriquement entre bandes cisailantes et bandes compactantes (Issen et Rudnicki, 2000) et a été validé par des essais triaxiaux (Olsson, 1999; Baud et al., 2006) (Fig. 1.42b). Ce seuil correspond à une position précise sur la partie cap des enveloppes dont la forme ; i.e. le rapport de forme a/b (a = base du cap ; b = sommet du cap) ; est donc déterminante pour estimer le type de structure susceptible de s’initier dans les matériaux poreux (Rudnicki, 2004 ; Grueshow et Rudnicki, 2005) (Figs. 1.42c et 1.42d).

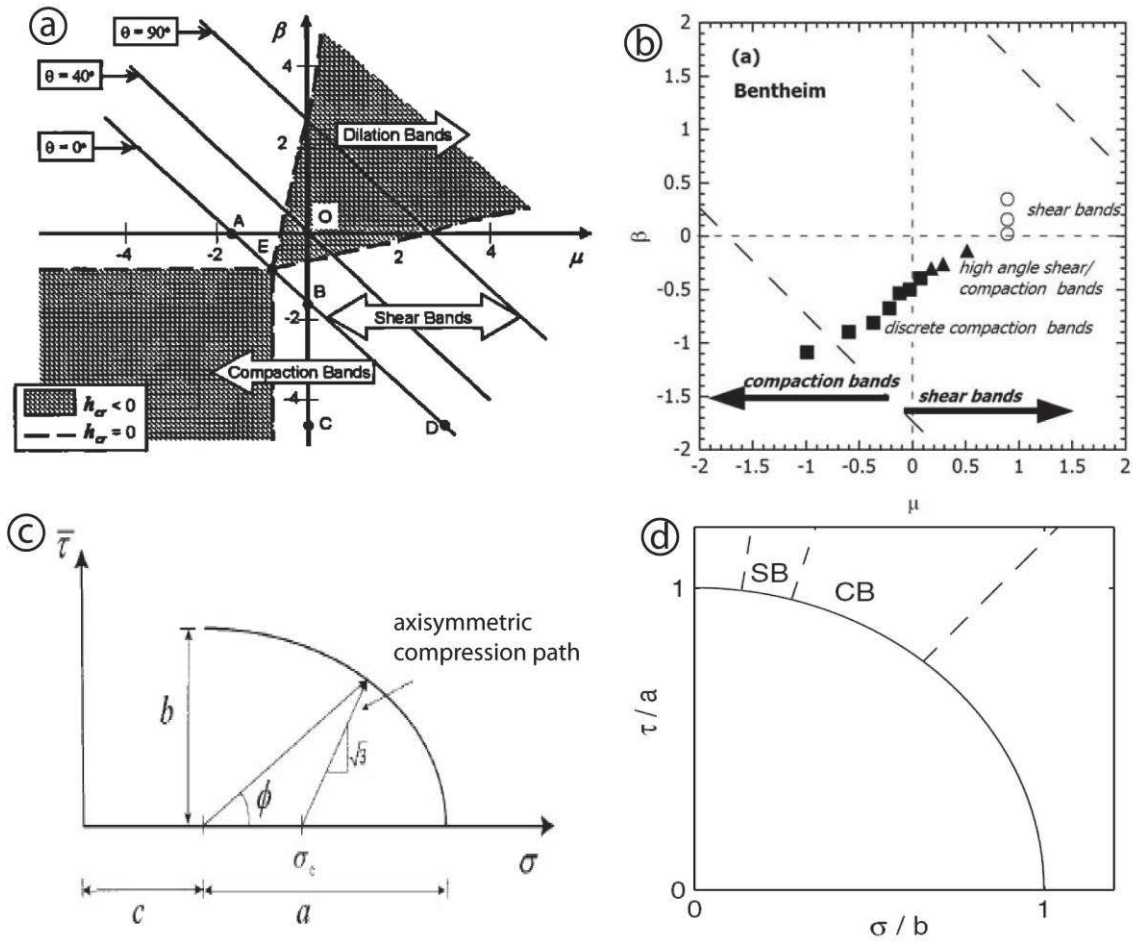


FIGURE 1.42 – (a) Prédiction de l'orientation des bandes en fonction de β et μ (d'après Issen et Rudnicki, 2000). (b) Type de bande formée en laboratoire pour des valeurs de β et μ différentes (d'après Baud et al., 2006). (c) Graphique de contrainte cisailante (τ) vs. contrainte normale (σ) montrant le rapport de forme a/b d'une enveloppe de plasticité (d'après Rudnicki, 2004). (d) Graphique de contrainte cisailante (τ) vs. contrainte normale (σ), normalisées à a/b permettant d'estimer le type de bande formée en fonction de la position sur le cap (Grueschow et Rudnicki, 2005). (θ = angle d'une bande par rapport à la contrainte principale ; SB = Bande cisailante ; CB = Bande Compactante).

FIGURE 1.42 – (a) Predicted band orientations as functions of β and μ (from Issen and Rudnicki 2000). (b) Band type formed in laboratory for different β and μ (from Baud et al., 2006). (c) Graph of shear stress (τ) vs. normal stress (σ) showing the aspect ratio a/b of yield envelop (from Rudnicki, 2004). (d) Graph of shear stress (τ) vs. normal stress (σ) allowing band type estimation as a function of the position on the cap (from Grueschow and Rudnicki, 2005). (θ = angle between band and principal stress; SB = Shear Band; CB = Compaction Band).

Plusieurs analyses numériques ont pu être réalisées à partir de cette théorie, permettant de modéliser la formation de réseau de bandes de cisaillement (Chemenda, 2007 ; Klimczak et al., 2011 ; Chemenda et al., 2012) ou de bandes de compaction (Chemenda, 2009 et 2011) (Fig. 1.43). Ces modèles ont notamment pu mettre en évidence la relation entre le module d'endurcissement (h) et le rapport (χ) entre épaisseur/espacement des bandes (Chemenda, 2007, 2009) (Fig. 1.43b) ; l'effet de la présence de bandes sur la propagation des autres (Fig. 1.43c) (Chemenda, 2011) et l'influence des alternances multicouches sur l'organisation des réseaux (Klimczak et al., 2011; Chemenda et al., 2012) (Fig. 1.43d).

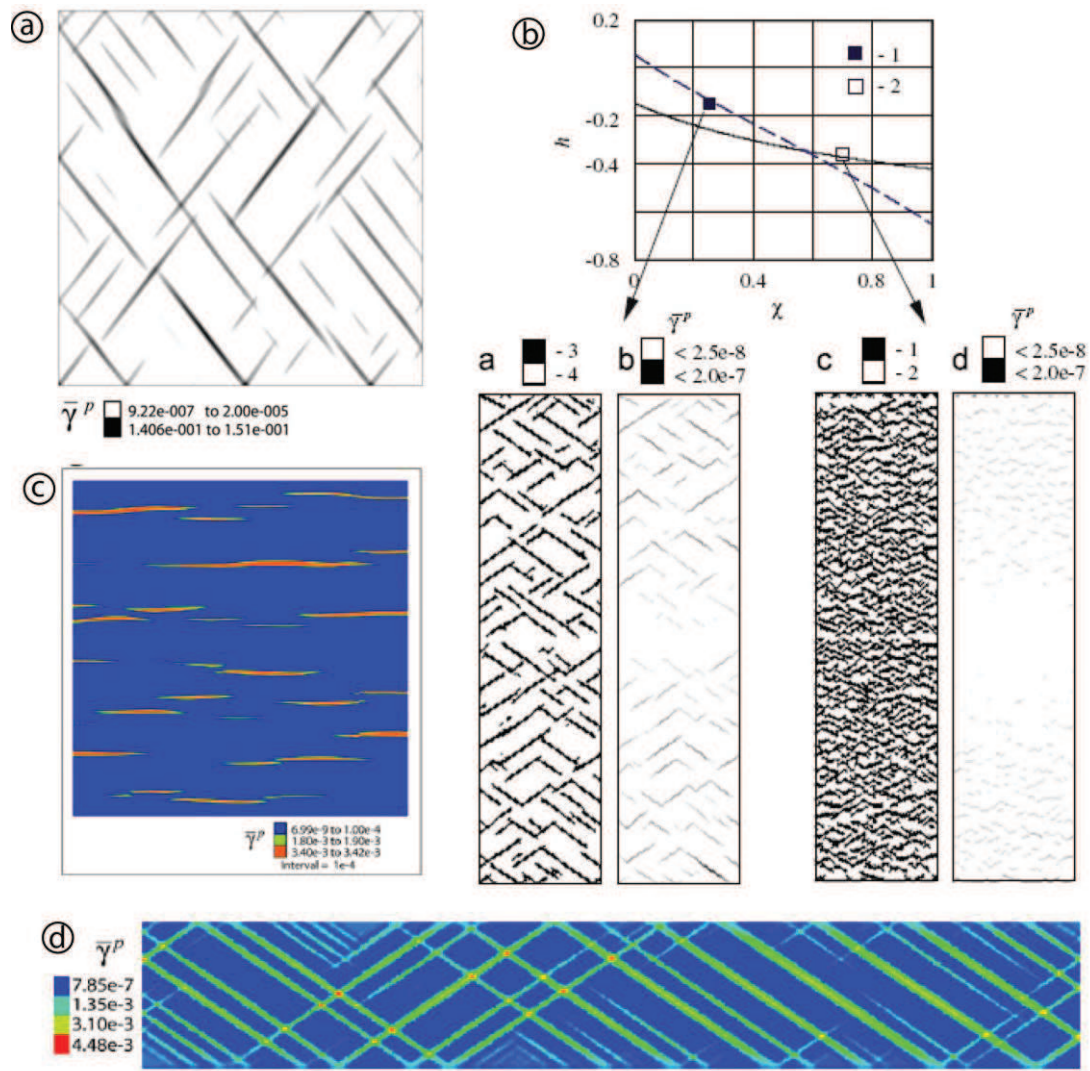


FIGURE 1.43 – (a) Modélisation d'un réseau conjugué de bandes cisailantes (d'après Chemenda, 2007). (b) Relation entre h et X pour différents réseaux de bandes de compaction (d'après Chemenda, 2009). (c) Modélisation d'un réseau de bande de compaction et de leur propagation (d'après Chemenda, 2011). (d) Modélisation d'un réseau conjugué de bandes cisailantes dans un milieu multi-couche (Chemenda et al., 2012).

FIGURE 1.43 – (a) Modeling of conjugate network of shear bands (Chemenda, 2007). (b) Relationship between h and X for different networks of compaction bands (Chemenda, 2009). (c) Modeling of network of compaction band and their propagation (Chemenda, 2011). (d) Modeling of conjugate network of shear bands in multilayered media (Chemenda et al., 2012).

1.4.6. Comparaison analyse de terrain/essai en laboratoire

De nombreuses différences s'observent entre les bandes de déformation formées en laboratoire et celles observées sur le terrain. Des contraintes moyennes plus fortes sont généralement nécessaires pour former des bandes de déformation en laboratoire par rapport à celles observées dans la nature, ce qui est particulièrement vrai pour les bandes de compaction (Tembe et al., 2008). Les bandes formées en laboratoire sont aussi la plupart du temps plus fines et plus cataclastiques que leurs analogues naturels (Baud et al., 2004) et

moins espacées (Chemenda, 2011). La relation entre chemin de contrainte, enveloppes de plasticité et structures de déformation, a été discutée par Sallet et Wibberley (2010) (Fig. 1.44). Cette analyse corrèle le point d'intersection entre le trajet des contraintes et l'enveloppe de plasticité du matériau, avec le type de déformation observée sur le terrain (Fig. 1.44). Les variations de la déformation observées en laboratoire en fonction de la pression de confinement et du type de chargement (fractures localisées ou bandes de déformation, variations des angles diédraux entre les bandes...) (Bésuelle, 2001 ; Baud et al., 2006), sont cohérentes avec les résultats de cette analyse (Fig. 1.44).

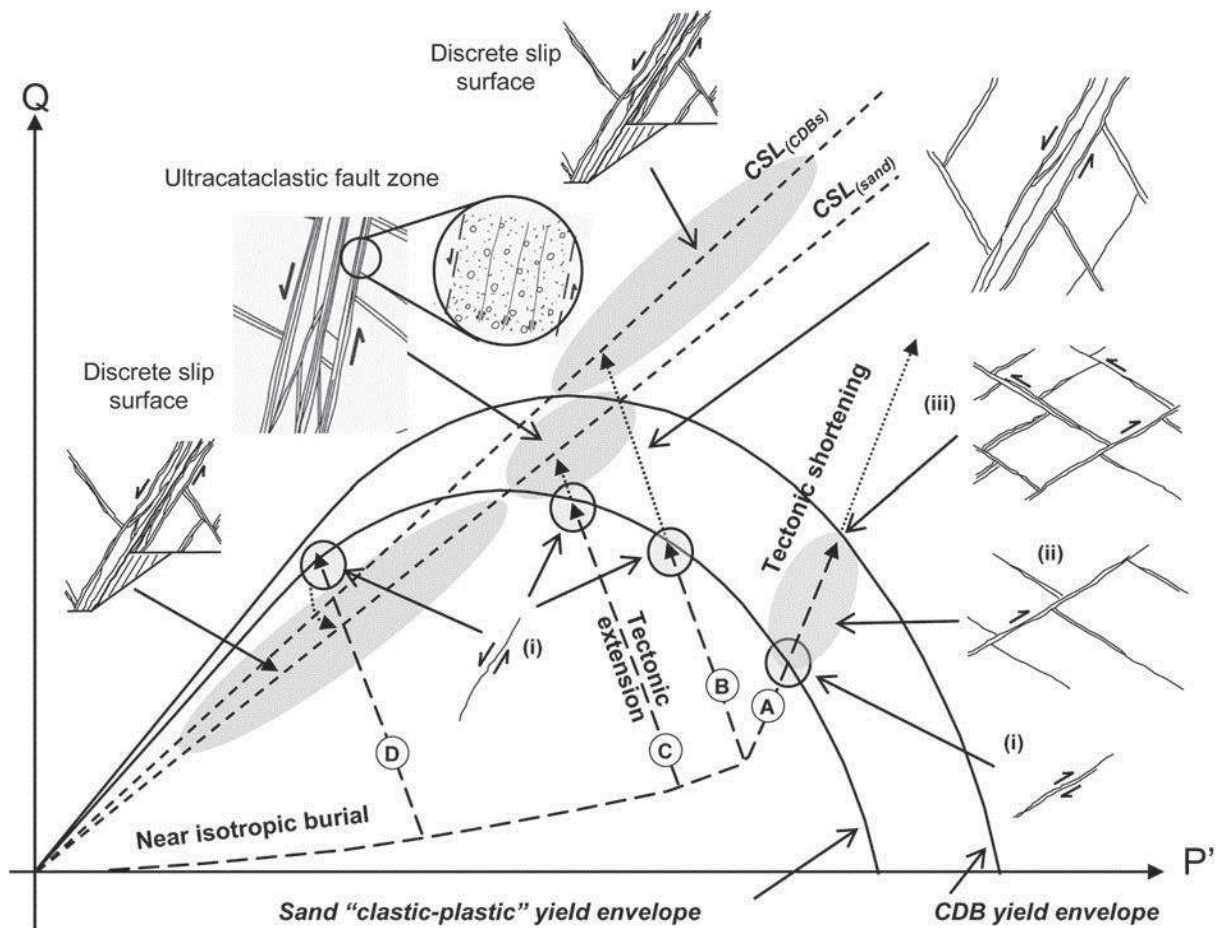


FIGURE 1.44 – Diagramme Q – P montrant la génération des structures de déformation dans les grès poreux en fonction du point d'intersection entre les de trajets de contraintes et les enveloppes de plasticité (d'après Sallet et Wibberley, 2010). (CLS = Critical State Line)

FIGURE 1.44 – Q – P diagram showing the generation of deformation structures in high-porosity sands as a function of stress path and yield envelope (from Sallet and Wibberley, 2010). (CSL = Critical State Line)

1.5. Problématique et présentation du travail effectué

1.5.1. Limites des études antérieures et problématique

Dans ce premier chapitre, nous avons présenté les spécificités de la déformation dans les grès poreux : la classification des bandes de déformation, leur rôle sur les propriétés des réservoirs et sur les circulations de fluides, et les bases de leur origine mécanique. Notons que nous focaliserons notre étude sur l'analyse des bandes cataclastiques car elles constituent les structures montrant la plus grande variabilité géométrique, microstructurale et pétrophysique.

Les propriétés structurales et pétrophysiques des bandes cataclastiques semblent directement reliées à tous les paramètres influençant la déformation dans ce type de roche (Fossen et al., 2007). Ces paramètres de contrôle sont :

- la porosité et la cimentation du matériau,
- la taille, le tri et la forme des grains,
- la minéralogie et la quantité d'argile,
- la lithification du matériau et la présence de fluide,
- l'enfouissement,
- le contexte tectonique.

La synthèse bibliographique exposée précédemment montre que si certains paramètres sont bien contraints ; comme la quantité d'argile et la minéralogie du grès hôte (Fisher et Knipe, 2001 ; Hesthammer et Fossen, 2001) (Fig. 1.20b) ; d'autres paramètres comme l'évolution des réseaux ; l'enfouissement ; le contexte tectonique ; la porosité et la granulométrie de l'encaissant ; voir le tri, la lithification du matériau ou l'alternance des couches restent peu voire pas décrit à partir d'exemples de terrain ou d'approche mécanique.

L'influence des bandes de déformation sur les propriétés pétrophysiques des réservoirs gréseux poreux est très variable entre les différents types de bandes et au sein d'un même type, en particulier celui des bandes cataclastiques (Figs. 1.12 et 1.13) (Fossen et al., 2007). Leur impact sur les circulations d'hydrocarbures ou d'eaux météoriques est donc très varié et mal défini (Figs. 1.14 et 1..15). Peu d'éléments permettent encore de déterminer à partir de quel stade dans leur évolution, les réseaux de bandes cataclastiques commencent à avoir un impact sur ces fluides (Torabi et al., 2013) (Fig. 1.12). Le **rôle de l'évolution des bandes cataclastiques** sur la migration et le piégeage des fluides en milieu réservoir reste donc une question ouverte. La détermination de seuils pétrophysiques entre

bandes barrières et non-barrières ainsi que l'identification des processus contrôlant ce seuil semblent donc nécessaires pour une meilleure estimation du rôle potentiel de ces objets sur les circulations de fluides en milieu réservoir.

Les bandes cataclastiques, bien que susceptibles de se former à faibles profondeurs (Fig. 1.20a), restent peu décrites pour de faibles enfouissements (Kaproth et al., 2010 ; Sallet et Wibberley, 2010, Eichhubl et al., 2010). En effet, les bandes de désagrégation sont généralement favorisées à ces faibles profondeurs (Fossen, 2010 ; Kristensen et al., 2013 ; Balsamo et al., 2013) (Fig. 1.22). Une étude plus approfondie du **rôle de l'enfouissement** sur l'initiation et l'intensité de la déformation dans les bandes cataclastiques semble nécessaire afin de confirmer les conclusions de la Fig. 1.20a et de mieux estimer les propriétés structurales et pétrophysiques de ces bandes. De plus, par le déclenchement de processus diagénétiques (pression-solution du quartz), l'enfouissement peut affecter les propriétés pétrophysiques de ce type de bande (Fisher et Knipe, 2001) (Fig. 1.23). La profondeur à partir de laquelle ce processus peut avoir un impact concret sur la perméabilité des bandes reste à être définie plus précisément. Les propriétés structurales et pétrophysiques ainsi que l'impact des bandes cataclastiques sur les fluides sont donc encore largement méconnus pour de telles profondeurs.

Le **rôle du contexte tectonique** sur les propriétés structurales et pétrophysiques des bandes de déformation reste débattu. Solum et al. (2010) montrent une plus grande distribution des bandes cataclastiques associées à un contexte tectonique contractant (régime inverse) (Fig. 1.24). En revanche, ces mêmes auteurs montrent que des propriétés pétrophysiques similaires sont mesurées sur des bandes quelques soit le contexte tectonique en action (Fig. 1.26). Un plus grand impact sur les propriétés des réservoirs est donc attendu pour les bandes associées au régime inverse de par leur distribution plus dense au sein du réservoir (e.g. Brandenburg et al., 2012). Cependant, cette conclusion a récemment été remise en question par Fossen et Rotevatn (2012) à cause de la trop grande variabilité de paramètres existant entre les deux sites étudiés et comparés par Solum et al. (2010). De plus, la formation de failles cataclastiques très imperméables semble plus aisée en contexte extensif (régime normal) qu'en contexte contractant (régime inverse) (Sallet et Wibberley, 2010). L'influence du contexte tectonique sur les propriétés pétrophysiques des bandes de déformation ainsi que sur leur capacité à limiter les circulations de fluides en milieu réservoir reste donc en partie incomprise et nécessite de nouvelles analyses réalisées dans des conditions d'études comparables (Fossen et Rotevatn, 2012).

L'influence de la porosité et de la granulométrie sur l'initiation de la déformation dans les grès poreux a été mise en évidence sur le terrain (Schultz et al., 2010) (Figs. 1.16 et 1.17) comme en laboratoire (Zhang et al., 1990; Wong et al., 1997) (Fig. 1.28). Le rôle de ces paramètres sur la plasticité des matériaux a notamment été analysé en détail (Zhang et al., 1990) (Fig. 1.36b). De plus, le lien entre structure formée (bande cisailante, bande compactante) et l'état de contrainte (confinement, rapport Q/P , β , μ) a été défini en

laboratoire (Bésuelle, 2001 ; Baud et al., 2006), confirmant les travaux issues de la théorie de la bifurcation (Rudnicki et Rice, 1975 ; Issen et Rudnicki, 2000 ; Grueschow et Rudnicki, 2005). Cependant, **le lien entre les propriétés internes et les contraintes externes appliquées au grès, la distribution et l'intensité de la déformation ainsi que les propriétés pétrophysiques** qui en découlent n'a pas été démontré jusqu'à présent. Une meilleure estimation du trajet des contraintes dans des conditions géologiques réalistes semble particulièrement importante dans l'objectif d'une meilleure estimation des bandes de déformation et de leurs propriétés dans les grès poreux (Saillet et Wibberley, 2010) (Fig. 1.44).

L'**influence du tri des particules**, a été analysée par plusieurs approches expérimentales (Mair et al., 2002a; Cheung et al., 2012) et numériques (Taboada et al., 2005; Wang et al., 2008) (Fig. 1.18). Ces études montrent qu'un bon tri favorise la formation de bandes de désagrégation et/ou de compaction alors que des bandes cisailantes et cataclastiques sont favorisées dans les grès mal triés. Cependant, aucune étude n'a été menée au sujet de l'influence de ce paramètre sur l'organisation et les propriétés pétrophysiques des bandes de déformation, ni sur son influence potentielle sur les enveloppes de plasticité des matériaux. Il en va de même pour la **lithification du matériau** à faibles profondeurs où seules des analyses numériques ont été menées, montrant qu'un matériau faiblement consolidé favorise la localisation des chaînes de force, donc la formation de bandes cataclastiques (Estrada et al., 2008) (Fig. 1.21). Cependant, les analyses de terrain montrent généralement que les matériaux non-lithifiés favorisent la formation de bandes de désagrégation (Fossen, 2010). Le rôle de ce paramètre sur les propriétés mécaniques des matériaux (Estrada et Taboada, 2013), ainsi que sur les caractéristiques des bandes de déformation reste à être confirmé par une étude comparative entre analyse de terrain et essai en laboratoire.

Enfin, l'**alternance de couches** différentes au sein du réservoir semble susceptible d'influencer l'organisation des réseaux de bandes cataclastiques, i.e. symétrie du réseau, espacement entre les bandes, angle entre les conjugués... (Chemenda et al., 2012), et donc potentiellement leur capacité à affecter les propriétés pétrophysiques du réservoir. Le rôle de ce paramètre reste cependant, très peu décrit à l'heure actuelle (Fig. 1.43d).

1.5.2. Questions

Cette étude a donc été menée afin de mieux comprendre et contraindre les paramètres contrôlant le type et l'évolution des réseaux de bandes cataclastiques ; l'objectif étant d'aboutir à une meilleure estimation de ces objets et de leur rôle potentiel sur les circulations de fluides. Cette synthèse nous permet de soulever les questions suivantes :

- A partir de quel stade évolutif, un réseau de bandes cataclastiques conduit à la formation de structures pouvant limiter les circulations de fluides ? Quelle-en est le processus majeur ? Quelles propriétés pétrophysiques peut-on associer à ce seuil entre structure barrière et non-barrière ?

- Quelle est l'influence de la profondeur d'enfouissement la formation des bandes cataclastiques ? Quel est l'impact des processus diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques de ces bandes ?

- Quelle influence a le contexte tectonique et la présence de grandes failles sur l'organisation et la distribution des réseaux de bandes cataclastiques ainsi que sur leurs propriétés pétrophysiques ? Quel est le rôle de la granulométrie du matériau ?

- Quelle est l'influence du tri des grains et de la lithification sur les enveloppes de plasticité du matériau, le type de bandes formées et leurs propriétés pétrophysiques ?

- Comment modéliser le trajet des contraintes et les enveloppes de plasticité de ces matériaux dans des conditions géologiques réalistes ? Comment estimer les propriétés structurales et pétrophysiques des structures de déformation susceptibles de se former pour un contexte tectonique simple ?

- Quel est l'effet de l'alternance des couches sur l'organisation des réseaux de bandes cataclastiques ?

Ce sont des questions auxquelles nous tenterons de répondre dans les prochains chapitres de ce manuscrit ; la problématique principale étant :

Comment estimer la présence et les propriétés structurales et pétrophysiques des bandes de déformation dans les réservoirs gréseux poreux et quel est le rôle potentiel de ces structures sur les circulations de fluides ?

1.5.3. Structuration du travail réalisé

Dans le **Chapitre 2** nous présenterons toutes les mesures structurales et pétrophysiques (cartographie, attributs géométriques, microstructures, porosité et perméabilité) réalisées sur les réseaux de bandes cataclastiques de Provence. Nous montrerons l'importance de l'**intensité de la cataclase** dans l'évolution des bandes cataclastiques cisailantes vers la formation de structures semi-perméables pouvant contrôler les circulations des eaux météoriques en zone vadose (*Note 1*). L'influence de l'**enfouissement** sur l'intensité de la déformation dans les bandes cataclastiques et ses implications sur les circulations de fluides seront ensuite traitées à partir de l'analyse des shear-enhanced compaction bands de Provence et de la comparaison de ces bandes à leurs

analogues des États-Unis (*Note 2*). Nous développerons enfin une analyse cartographique à l'échelle du bassin (Gard Rhodanien) nous permettant de mettre en évidence le rôle majeur du **contexte tectonique**, de la **présence des grandes failles** et, dans une moindre mesure, de la **granulométrie** des matériaux, sur la distribution et l'organisation des réseaux de bandes, et notamment la localisation des bandes à fortes réduction de perméabilité (*Note 3*).

Au cours du **Chapitre 3** nous présenterons toutes les analyses mécaniques réalisées sur les grès de Provence. Nous rappellerons comment **calculer les enveloppes de plasticité** pour ce type de matériau à l'aide d'une solution empirique. Nous mesurerons ensuite l'enveloppe de plasticité du grès de la carrière de l'Étang à Orange par des essais triaxiaux. D'autres essais seront réalisés sur les sables de la carrière de Boncavaï et comparés aux observations de terrain afin de souligner **l'influence de la taille de grains, du tri et de la compaction du matériau** sur la formation des bandes cataclastiques à faible profondeur (*Note 4*). Nous estimerons ensuite les **trajets de contraintes** associés aux phases d'**enfouissement** et de **chargements tectoniques** (régimes normal et inverse). Pour cela, le coefficient de pression des terres au repos K_0 sera estimé à partir de données de forages en milieux réservoirs gréseux analogues à la zone d'étude. Nous intégrerons ces résultats dans un **modèle mécanique** de localisation de la déformation dans les grès poreux, calibré à partir des observations réalisées sur les bandes de Provence (*Note 5*). Ce modèle permet d'estimer les caractéristiques structurales et microstructurales des bandes de déformation susceptibles de se former dans un contexte tectonique simple en contraction et en extension.

Dans le **Chapitre 4**, nous établirons le **modèle structural, mécanique et pétrophysique** de la déformation dans les grès poreux. Nous **calibrerons le modèle** mécanique de localisation établi au chapitre précédent à l'aide des **propriétés pétrophysiques** mesurées sur les bandes de Provence. Nous confronterons ces résultats à une **collection de données de perméabilité** mesurées sur des bandes de déformation à travers le monde (synthèse bibliographique). Nous **appliquerons** enfin ce modèle aux gisements d'uranium en milieux gréseux poreux de la société Areva situés au Kazakhstan et en Mongolie afin de montrer l'applicabilité du modèle établi sur des cas réels d'exploration des ressources minères en milieu réservoir.

Nous terminerons cette analyse par les **conclusions générales** répondant aux différentes questions soulevées lors de ce chapitre. Quelques **perspectives** de recherche y seront aussi exposées.

Plusieurs annexes ont été ajoutées à la fin de ce manuscrit afin de clarifier certains points à la marge de notre thématique de recherche, mais nécessaires à la compréhension de certaines parties de ce manuscrit.

Dans l'**Annexe A**, nous décrirons les travaux menés sur l'identification de la nature et des processus de dépôts des **marqueurs de paléo-circulations de fluides** en Provence.

Dans l'**Annexe B**, nous expliquerons succinctement les modalités de formation des **minéralisations d'uranium** dans les grès poreux.

Dans l'**Annexe C**, nous montrerons **l'influence de l'élasticité et de la friction au contact entre les couches** sur l'organisation des réseaux conjugués de bandes catalastiques à partir de modélisations numériques couplées à des observations de terrain (*Note 6*).

Dans l'**Annexe D**, nous résumerons **l'ensemble des données** obtenues lors de l'analyse de terrain en Provence et des analyses sur lames-minces. Cette annexe se présente sous la forme d'un catalogue de fiches classées par **affleurements** et **lames-minces** étudiés.

Chapitre II

2. Analyse structurale et pétrophysique des bandes de déformation de Provence : Paramètres contrôlant la structure, la localisation et la perméabilité des bandes cataclastiques

Dans ce chapitre, nous détaillerons l'ensemble de mesures cartographiques, géométriques, microstructurales et pétrophysiques, réalisées sur les bandes de déformation de Provence. Dans la **note 1** intitulée: « ***The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, Provence, France*** » nous montrerons l'influence de l'intensité de la cataclase dans l'évolution des réseaux de bandes cisailantes sur leurs propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) et sur les circulations de fluides vadoses-phréatiques. Cette analyse nous permettra de fixer un seuil de perméabilité entre les bandes susceptibles de contrôler les écoulements de fluides de celles n'ayant aucun effet. Nous détaillerons ensuite dans la **note 2** intitulée « ***Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions ; implications for fluid flow (Provence, France)*** », l'analyse des shear-enhanced compaction bands nous permettant de montrer que des bandes cataclastiques de faible intensité et très distribuées peuvent se former à faible profondeur. Cette analyse nous permettra aussi d'appréhender le rôle de la pression-solution, sur la formation des bandes susceptibles de limiter les circulations de fluides dans les réservoirs plus profonds. Nous démontrerons dans la **note 3** intitulée « ***Control of tectonic setting and large-scale faults on the basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France)*** », le rôle majeur du contexte tectonique et de la présence de grandes failles sur la distribution et les propriétés structurales et pétrophysiques des réseaux de bandes cataclastiques à l'échelle du bassin sédimentaire. L'influence de la granulométrie des grès étudiés sera aussi abordée lors de cette analyse. Nous synthétiserons enfin les résultats principaux décrits dans ce chapitre dans une dernière partie.

2.1. Rôle de l'intensité de la cataclase dans l'évolution des réseaux de bandes cisaillantes vers la formation de barrières de perméabilité

Cette partie se présente sous la forme d'une note publiée à l'*American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Dans ce travail nous montrerons que toutes les bandes d'un même réseau n'ont pas la même capacité à affecter les circulations de fluides. L'influence des bandes sur ces circulations de fluides sera analysée ici à l'aide des oxydations et lessivages témoins des paléo-circulations d'eaux météoriques dans la zone vadose (voir **Annexe A** pour une description détaillée de ces marqueurs). L'influence de ces bandes sur les circulations de fluides vadoses est contrôlée par l'**intensité de la cataclase** et la réduction de taille de grains qui lui est associée. Ces microstructures très déformées se retrouvent généralement dans les amas de bandes (clusters), mais aussi dans des structures pas forcément très développées (bandes multibrins). Un seuil de plus de 2 ordres de grandeur de réduction de perméabilité par rapport au grès hôte est estimé pour les bandes limitant les marqueurs de paléo-circulations d'eau météorique correspondant à la formation d'intenses **cataclases** au sein des amas de bandes. Ce seuil nous permettra par la suite, d'estimer le rôle potentiel des bandes de déformation sur les circulations de fluides en milieu réservoir.

Ce travail a fait l'objet de deux présentations orales intitulées « *Impact of deformation bands on subsurface fluid flow (Provence, France)* » lors de l'European Geosciences Union (EGU, Vienne, 2012) et de l'EAGE, Fault and Top Seal Conference (Montpellier, 2012).

Note 1

***The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow
in porous sandstone, Provence, France***

Publiée dans ***American Association of Petroleum Geologists Bulletin***

Novembre 2012

Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J-P., Benedicto, A., Cavailhes, T., Raynaud, S.

The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, Provence, France

Grégory Ballas, Roger Soliva, Jean-Pierre Sizun, Antonio Benedicto, Thibault Cavailhes, and Suzanne Raynaud

ABSTRACT

Determination of the membrane seal capacity of deformation bands is critical for managing geologic reservoirs in porous sandstones. In this study, we have analyzed a cataclastic shear-band network developed in uncemented porous sandstone in Provence, France. Geometrical analyses of the bands show significant differences between three types of bands (single strand, multistrand, and band cluster), sorted by their number of strands, their amount of shear displacement, and their thicknesses. At the microscopic scale, the image-analysis porosities and the grain-size distributions allow definition of three different types of microstructural deformation: damage zone, protocataclastic, and cataclastic. Whereas damage zone and protocataclastic deformations are observed in each type of band, cataclastic strands are observed in clusters and, sometimes, in multistrands. Cataclastic strands are characterized by a porosity reduction of 10 to 25% and a permeability reduction of three to five orders of magnitude compared to the host rock. Field observations of iron hydroxide precipitations around the bands suggest that cataclastic strands were membrane seals to water flow under vadose condition. This study therefore highlights the importance of the degree of cataclasis in shear bands as membrane seals to subsurface fluid flows in sandstone reservoirs.

AUTHORS

GRÉGORY BALLAS ~ *Unité Mixte de Recherche Centre National de la Recherche Scientifique 5243 Géosciences Montpellier, Université de Montpellier 2, Unité de Formation et de Recherche Sciences et Techniques, Place Eugène Bataillon, Montpellier Cedex 5, France; gregory.ballas@yahoo.fr*

Grégory Ballas is currently a Ph.D. candidate in the Laboratory of Géosciences Montpellier at the University of Montpellier 2. He earned an M.S. degree (2010) in geologic reservoirs from the University of Montpellier 2. His thesis research focuses on the deformation bands in porous sandstone, their mechanical behavior, and their impact on fluid flow.

ROGER SOLIVA ~ *Unité Mixte de Recherche Centre National de la Recherche Scientifique 5243 Géosciences Montpellier, Université de Montpellier 2, Unité de Formation et de Recherche Sciences et Techniques, Place Eugène Bataillon, Montpellier Cedex 5, France; soliva@gm.univ-montp2.fr*

Roger Soliva received his Ph.D. in structural geology from the University of Orsay (Paris 11) in 2004. He joined the Stanford University for a short-term syndoctoral position in 2003, and he was at the University of Nevada (Reno) for a postdoctoral position in 2005. Since 2005, he has been a Maître de Conférence at the University of Montpellier. His research interests include fault growth, deformation bands, rupture mechanics, and tectonics in general.

JEAN-PIERRE SIZUN ~ *Unité Mixte de Recherche Centre National de la Recherche Scientifique 6249 Chrono-Environnement, Département Géosciences, Unité de Formation et de Recherche Sciences et Techniques, Université de Franche-Comté, 16 Route de Gray, Besançon Cedex, France; jpsizun@univ-fcomte.fr*

Jean-Pierre Sizun received his Ph.D. in geology and petrophysics from the University of Strasbourg. He is a Maître de Conférences in the Chrono-Environnement Laboratory at the University of Besançon, France. His research concerns are pore structures of rocks at various scales and their relationships with transfer properties in various geologic contexts.

ANTONIO BENEDICTO ~ *Areva Nuclear Cycle, Business Unit Mines Direction Géosciences, La Défense, Paris, France; antonio.benedicto@areva.com*

Antonio Benedicto received a diplomat in geology and gemology from the University of Barcelona (Spain) in 1992. He received his Ph.D. in structural geology from the University of Montpellier 2

Copyright ©2012. The American Association of Petroleum Geologists. All rights reserved.

Manuscript received August 17, 2011; provisional acceptance December 7, 2011; revised manuscript received March 1, 2012; final acceptance April 5, 2012.

DOI:10.1306/04051211097

(France) in 1996. He was teacher and researcher at the University of Paris-Sud, Orsay (France) from 1999 to 2008, in particular, on carbonate rocks. He is a senior expert in structural geology for uranium exploration at AREVA Mines (France).

THIBAUT CAVAILHES ~ *Unité Mixte de Recherche Centre National de la Recherche Scientifique 5243 Géosciences Montpellier, Université de Montpellier 2, Unité de Formation et de Recherche Sciences et Techniques, Place Eugène Bataillon, Montpellier Cedex 5, France; Thibault.Cavailhes@gm.univ-montp2.fr*

Thibault Cavailhes is currently a Ph.D. candidate at the Centre National de la Recherche Scientifique of Montpellier. He is mainly working on the microstructures and the petrophysical properties of fault zones, affecting siliciclastic rocks, in the pressure-temperature (P-T) conditions of the deeply buried reservoirs.

SUZANNE RAYNAUD ~ *Unité Mixte de Recherche Centre National de la Recherche Scientifique 5243 Géosciences Montpellier, Université de Montpellier 2, Unité de Formation et de Recherche Sciences et Techniques, Place Eugène Bataillon, Montpellier Cedex 5, France; raynaud@gm.univ-montp2.fr*

Suzanne Raynaud received her Ph.D. in microstructural geology and petrophysics from the University of Marseille in 1995. She is a Maître de Conférences at the University of Montpellier 2 and a researcher for the Géosciences Laboratory of Unité Mixte de Recherche Centre National de la Recherche Scientifique. Her research concerns experimental and natural microdeformations of different rock types, with various porosity, in upper-crust conditions.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the Laboratory of Géosciences Montpellier and Areva NC for the support of this research. We also thank Delorme NC for giving us access to the Boncavaï quarry. We thank Christophe Nevado and Doriane Delmas for the preparation of the thin sections and Pierre Labaume (Montpellier University) and Jean-Luc Potdevin and his team (Lille University) for scientific advice on the cement analysis by SEM CEL mode. The AAPG Editor thanks the following reviewers for their work on this paper: Arthur S. Trevena, Christopher Wibberley, and an anonymous reviewer.

EDITOR'S NOTE

Color versions of Figures 1, 2, 7, 8, and 12 may be seen in the online version of this article.

INTRODUCTION

Sandstone reservoirs have always been of particular economic interest in oil, mining, and water resources. Many studies have been conducted on these reservoirs that are commonly complex because of their heterogeneous mineralogy or geometry and petrophysical property variations induced particularly by tectonic deformation. In porous sandstone, brittle deformation is expressed by narrow zones of deformation called “deformation bands” (Aydin, 1978; Aydin and Johnson, 1978). These bands are characterized by changes in rock microstructure with grain rearrangement and fracturing (Antonellini and Aydin, 1994; Fossen et al., 2007) related to the surrounding stress (Hadizadeh and Johnson, 2003; Schultz and Siddharthan, 2005; Aydin et al., 2006; Wibberley et al., 2007; Soliva et al., in press) and the mineralogical composition of the host rock (see Fossen et al., 2007, for review article). Cataclastic shear bands (CSBs) are deformation bands that are characterized by a reduction in grain size (Engelder, 1974; Rawling and Goodwin, 2003). This grain-size reduction generally results in a reduction in porosity and permeability (Fowles and Burley, 1994; Ogilvie and Glover, 2001; Sternlof et al., 2004; Fossen and Bale, 2007; Sallet, 2009; Tueckmantel et al., 2010; Sun et al., 2011). Many authors described the interactions between deformation bands and fluid flow and underlined, in particular, their function on hydrocarbon migration (Antonellini and Aydin, 1994; Parnell et al., 2004; Sample et al., 2006) and water flow (Taylor and Pollard, 2000; Sidga and Wilson, 2003; Parry et al., 2004; Eichhubl et al., 2004). However, the relationships between the band characteristics changes, particularly their microstructural and petrophysical properties, and their control on fluid flow remain debated.

In this article, we describe the geometry, microstructure, and petrophysical properties of a set of CSBs showing variable control on the localization of alteration products associated to water flow. These observations will be used to discuss the microstructural deformation and petrophysical variations between sealing and nonsealing bands for downward meteoric water flow under vadose condition in porous sandstone reservoirs.

GEOLOGIC SETTING

The Southeast Basin (France) forms a triangular zone limited by the Mediterranean Sea to the south, the Massif central to the northwest, and the Alps to the northeast, in which Upper

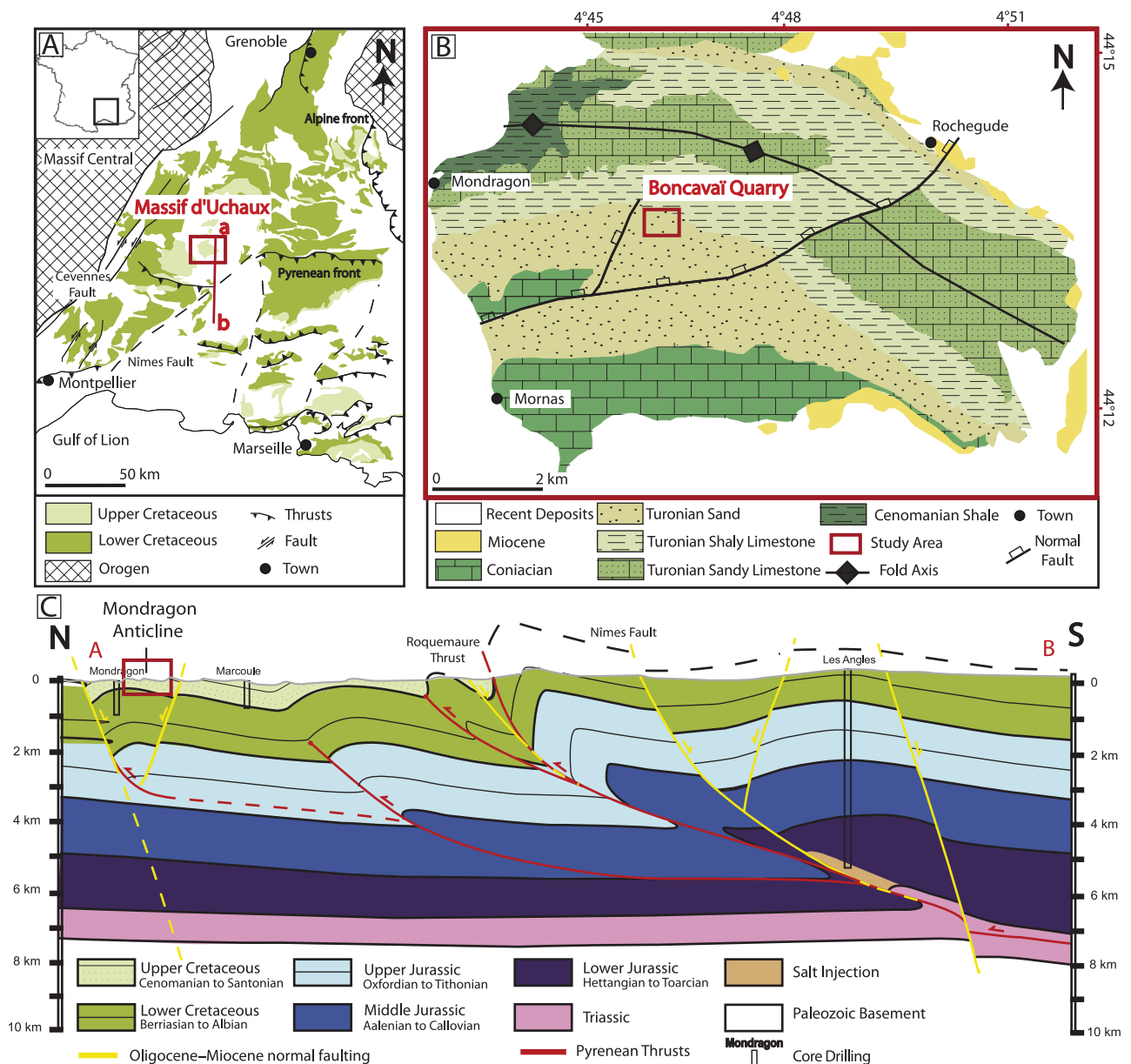


Figure 1. (A) Geologic map of the Southeast Basin and the location of the study area (Provence, France). (B) Geologic map of the study area (the Mondragon anticline) and the location of the Boncavaï quarry (modified from Parron and Triat, 1978). (C) North-south cross section showing the Nîmes fault and the Pyrenean folds.

Cretaceous deposits crop out in many areas (Saillet and Wibberley, 2010) (Figure 1A). These deposits of deltaic sandstones and shallow-marine limestones (Ferry, 1997), overprinted by continental alterations (Parron and Triat, 1978), mark the end of the Tethys Ocean sedimentation (Baudrimont and Dubois, 1977; Debrand-Passard et al., 1984; Le Pichon et al., 2010). During the Cenozoic, these deposits were deformed by two different tectonic events. First, from the Paleocene to early Oligo-

cene, this basin was affected by a north-south Pyrenean shortening related to the convergence between the Iberian and the Eurasian plates. This deformation reactivated many major northeast-southwest Hercynian faults such as the Cevennes, the Nîmes, and the Durance faults in sinistral strike-slip movements (Arthaud and Matte, 1975) and formed many east-west folds in our study area (Lacombe and Jolivet, 2005; Rangin et al., 2010) (Figure 1B). During the Oligocene–Miocene, this

basin was affected by an east-west extension of the European rift related to the rotation of the Corsica-Sardinia block in the Mediterranean Sea (Lacombe and Jolivet, 2005) and with the collapse of the Pyrenean orogeny in the Gulf of Lion (Seranne et al., 1995). This event formed extensional basins such as the Alès and Vistrenque basins (Benedicto, 1996) reactivating preexistent faults in normal movement.

The Mondragon anticline is one of the Pyrenean east-west folds, located between the Cevennes and the Nîmes faults. This structure is composed of Cenomanian, Turonian, and Santonian sandstones and limestones. The anticline forms the core of the Massif d'Uchaux, which is cut by two normal faults associated with the Oligocene-Miocene extension (Figure 1C). The study area is located on the southern limb of the Mondragon anticline, at the Boncavaï quarry that is close to a north-northeast-south-southwest normal fault (few hundred meters). This quarry was excavated in the porous Montmout sandstones of Turonian age (Figure 1C). These sandstones, which are approximately 120 m (394 ft) thick, represent deltaic bars. They form low-angle cross laminae in sets that range from 1 m (3 ft) to several meters in thickness. These sandstones have undergone a maximum burial estimated between 300 and 700 m (984 and 2297 ft) (Saillet, 2009). This coarse-grained sandstone is uncemented and consists of 94.5% quartz, 4.5% feldspar, and 0.5% rock fragments and clays. Porosities range from 26 to 29% (28% on average), and the mean grain diameter is 0.683 mm (the distribution peak is 1–1.25 mm).

GEOMETRY OF BANDS

Two types of deformation-band networks were identified: (1) a network of CSBs and (2) a network of shear-enhanced compaction bands (Figure 2A, B). This study is focused on CSBs.

The shear bands are organized as a conjugate network of normal movement bands oriented N20°E to N40°E with a 50 to 70° dip (Figure 2A, B). Their length is not measurable because of the limited size of the outcrops, but the range of shear

displacement (D , net slip) measured along them (Figure 2C) suggests that they are longer than 100 m (328 ft) (Schultz and Fossen, 2002). The spacing distribution of these bands measured by Saillet and Wibberley (2010) shows a large number of more or less separated bands and some zones of band localization called “clusters” sometimes located near fault zones. Measurements of shear-displacement thickness (T) and the number of strands on 63 bands have been realized on different outcrops of the quarry (Figure 2C). These data allow us to propose a typology of the bands, based on their geometrical characteristics (Figure 2D, E, F).

The single-strand bands are constituted by a unique narrow strand of deformed sandstone (Figure 2D). Their thicknesses range from 0.1 to 0.8 cm (0.04–0.32 in.) and show a peak distribution of 0.3 cm (0.12 in.). Shear displacement is rarely measurable in these bands, but the few measurements always show subcentimeter displacement in the same order of magnitude for the thickness. These bands are straight and seem not to be influenced by the sand laminae. Although scarce, these bands are commonly connected to thicker bands at one of their tips.

The multistrand bands consist of several single strands separated by undeformed host rock (Figure 2E). The number of strands ranges from 2 to 20. Most of the strands show the same geometrical characteristics as the single-strand bands with subcentimeter thicknesses and shear displacements. The presence of preserved host-rock intervals between each strand causes us to overestimate the total thickness of the band (T_{tot} , called “total thickness” when including preserved host rock). These bands can reach several tens of centimeters thick and therefore constitute a zone of deformation localization as described by Saillet and Wibberley (2010). Although a normal correlation exists between shear displacement and total thickness, the $D:T_{\text{tot}}$ ratio shows a large scatter of more than one order of magnitude. This is partly explained by the variable amount of preserved host rock between the strands and, sometimes, by the presence of strands with more shear within the band. Most of the strands are straight, such as the

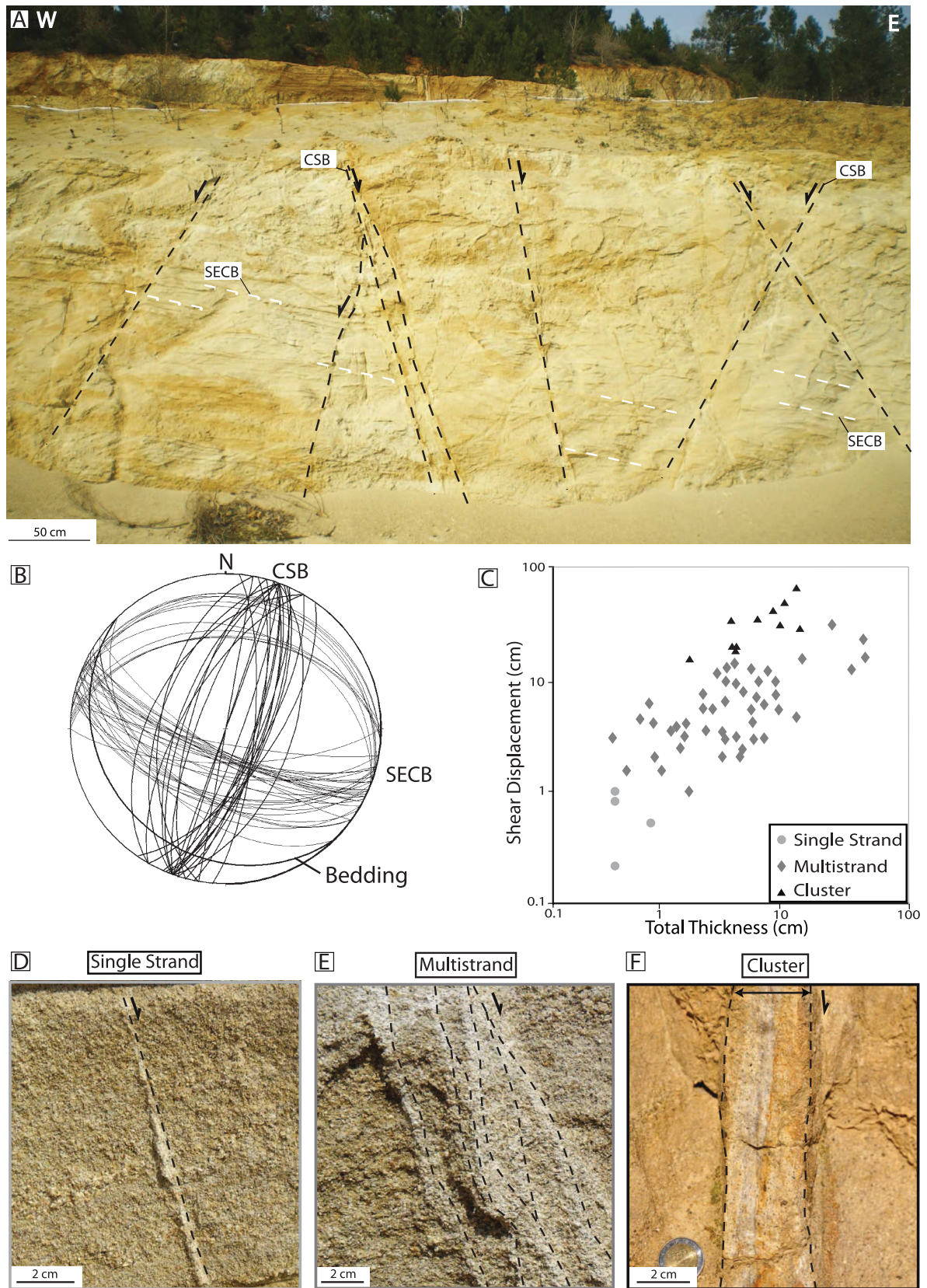


Figure 2. (A) Outcrop photograph showing the two different band networks present at the Boncavai quarry. (B) Stereogram with the band orientations. (C) Plot of the shear displacement versus the total thickness of the studied bands. Outcrop photographs of a single-strand band (D), a multistrand band (E), and a band cluster (F). CSB = cataclastic shear band; SECB = shear-enhanced compaction band.

single-strand bands, but some rare strands, particularly in the middle of the band, present sinuous shapes. Multistrand bands are the most common type observed in the quarry.

Band clusters are characterized by multiple strands (between 4 and approximately 15) that are attached to each other (Figure 2F). These bands show relatively large shear displacements, from 15 to 70 cm (5.85–7.3 in.), with a total thickness never greater than 10 cm (3.9 in.). Their internal structure is heterogeneous and consists of various types of strands differing in stiffness and has colors between white and gray. These white and gray strands are commonly situated in the middle of the bands and, sometimes, at their borders. These stiff strands show higher cohesion revealed in the field by a better resistance to erosion (positive topographic relief). The other strands of the clusters present the same macroscopic characteristics as the strands of single and multistrand bands, displaying lower positive relief than the host rock. These bands are slightly lighter in color than the host rock. These band clusters are straight and their dip is commonly steeper than the other bands (Figure 2F). They are less common than the multistrand bands but more common than the single strands.

Therefore, different types of bands can be distinguished based on their geometrical parameters measurable along the outcrops. Some variations of these characteristics seem to relate directly to the presence of stiff white or gray strands. The description of the different band microstructures is therefore needed to characterize them in detail.

MICROSTRUCTURE OF BANDS

The band microstructures were observed on polished thin sections using scanning electron microscopy (SEM) in backscattered electron (BSE) and cathodoluminescence (CEL) modes. Approximately 50 polished thin sections were analyzed to cover the full range of granular deformation from the host rock (Figure 3A) to the more deformed strands of band clusters (Figure 3E). The image-analysis porosities and the grain-size distributions

were obtained, respectively, by image processing and using a laser diffraction analyzer (Coulter LS 13 320) on samples to quantify the microstructural changes between each type of band (Figure 4A, B). These analyses allow us to establish a microstructural typology based on the rate of grain deformation, which is consistent with the classification of Sibson (1977) (Figure 5).

The host rock shows rounded grains, more or less elongated and without any particular orientation (Figures 3A, 5A). Coarse grains constitute the framework support of the sandstone and show few intragranular cracks at their contact points (1.6 cracks per grain on average). These cracks are particularly abundant in feldspar grains. We recall that the porosity of the host rock is measured between 26 and 29% and that the mean grain size is approximately 0.683 mm in diameter (the distribution peak is 1–1.25 mm).

Damage zone microstructures are observed along other strands showing large deformation, especially along protocataclastic strands of single and multistrand bands (Figure 3B, C). This microstructure consists of a diffuse zone without clear borders and in which the grains are intensely cracked (4.3 cracks per grain on average) (Figure 3B, C; 5B). These zones contain fractures that can cut the entire grains and divide them into angular in-situ fragments on which the initial grain shape is still recognizable. The grain-size distribution of the damage zone is close to the host rock and has a slightly higher content of small particles. Only a few rounded grains that show a few contact points with the surrounding grains are not cracked. These damage-zone areas show an image-analysis porosity ranging between 23 and 33% and can therefore constitute zones with dilatancy or slight compaction (Figure 4A).

Protocataclastic strands are observed not only both in single and multistrand bands, but also within the internal structure of band clusters, between more deformed strands described below (Figure 3). These protocataclastic strands are well-defined zones of crushed grains, with thicknesses ranging from 1 to 8 mm. They have a grain-size distribution that has more small grain fragments than the host rock supporting some preserved

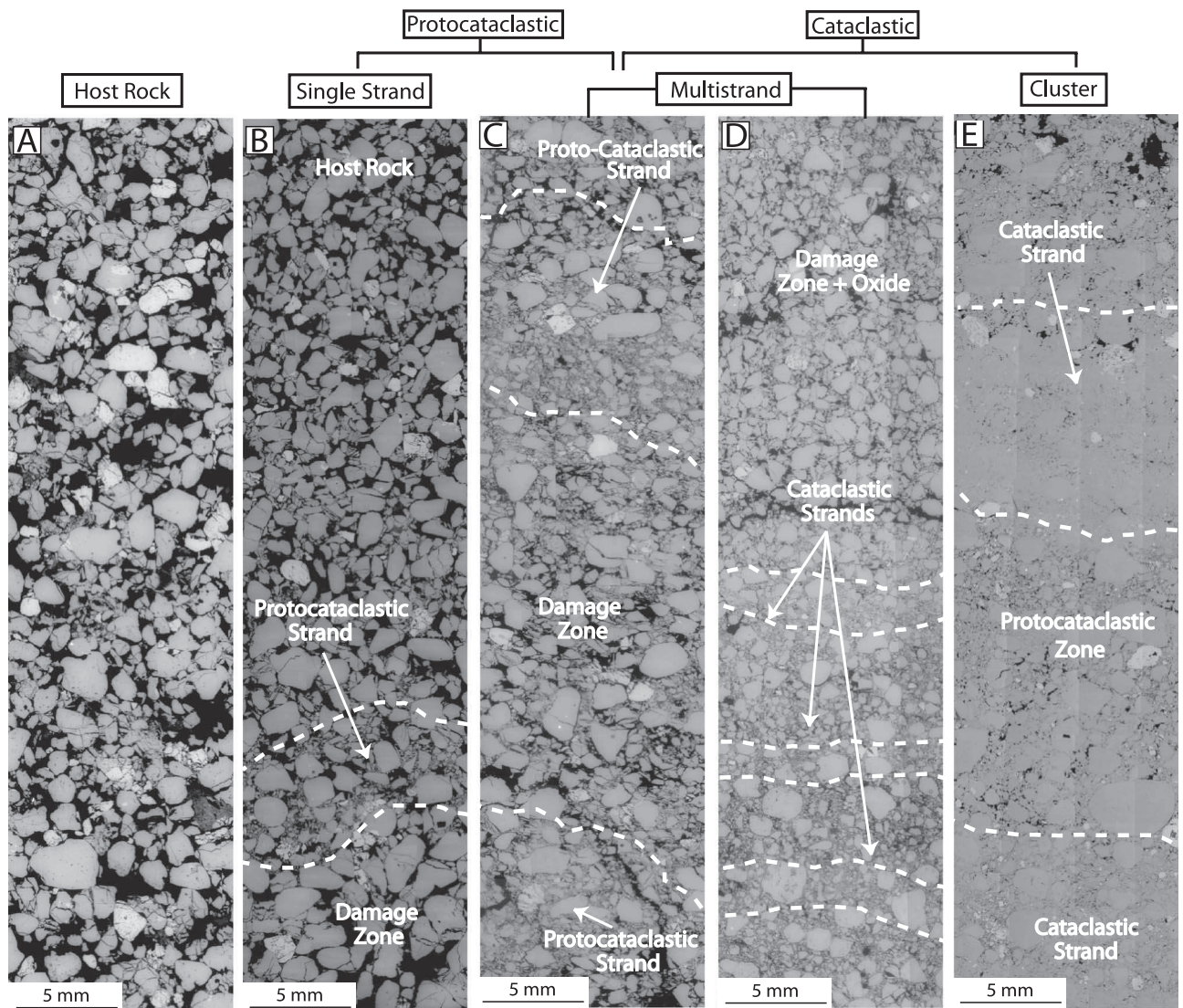


Figure 3. Mosaics of scanning electron microscopy backscattered electron images of the host rock (A), a single-strand band (B), multistrand bands (C and D), and a band cluster (E). These observations show different amounts of grain deformation between these different bands.

coarse grains (Figures 3B, C; 5C). The mean grain diameter of the protocataclastic strands is 0.54 mm, a little smaller than that of the host rock (0.683 mm). Many grains with a diameter less than 0.250 mm were identified (approximately 23%). These small fragments of quartz and feldspar show very angular shapes similar to the clasts observed in the damage zone. The coarse grains remain as the major part of the grain volume (77%) (Figure 4B). Rounded, the coarse grains show few intragranular cracks (0.8 cracks per grain) and are rarely in contact with each other; that is, they are isolated by

the small supporting clasts of the matrix. No intact feldspar grains are preserved. These protocataclastic strands show an image-analysis porosity ranging from 19 to 24% (Figure 4A). This reduction in image-analysis porosity reveals that these bands are zones of material compaction.

The cataclastic strands are observed in some multistrand bands and especially in band clusters, particularly at their center (Figure 3E). These strands are well-defined zones, with thicknesses ranging from 2 to 10 mm, showing the most advanced state of granular deformation (Figures 3D,

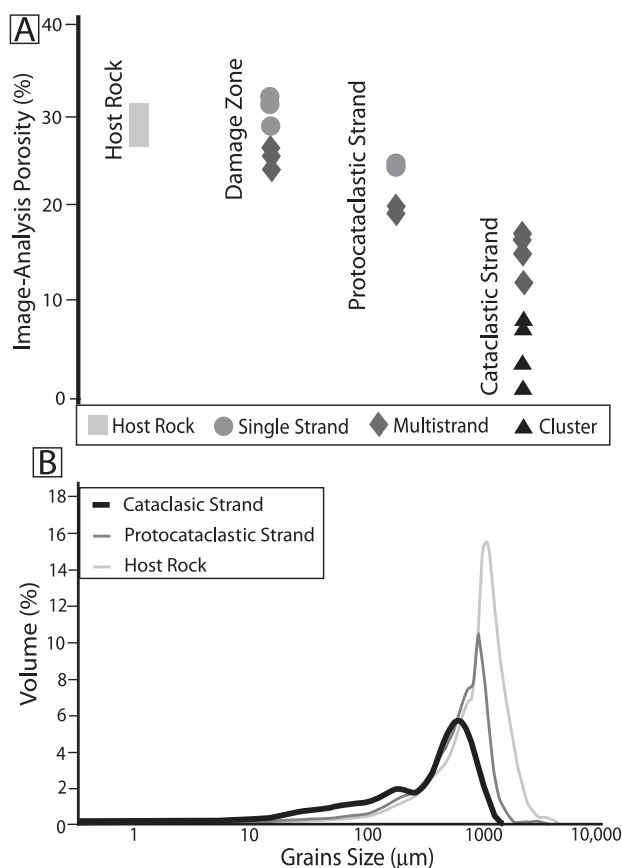


Figure 4. Image-analysis porosity (A) and grain-size distribution (B) of the different types of strands. These two parameters are used to establish a typology of the band microstructures (see Figure 5).

E; 5D). They are especially defined by their grain-size distribution, which is bimodal (the two distribution peaks are 0.194 and 0.595 mm) and shows a wide range of grain diameters, from 0.025 to 1 mm, and a mean diameter of approximately 0.317 mm. Much of the grain volume (between 40 and 65%) consists of small particles, finer than 0.250 mm (Figure 4B). These small and very small fragments form a matrix, which appears as homogeneous in BSE image mode (Figures 3E, 6A). Scanning electron microscopy CEL images show that this matrix is actually composed of very small grain fragments (ranging from ~1 to 10 μm), and we observed no evidences of cement between these particles (Figure 6B). This matrix is composed of feldspar clasts (corresponding to 5% of this cataclastic matrix surface) and supports the few preserved grains. The coarse grains are never in contact

and do not exhibit intragranular cracks. Scanning electron microscopy CEL images reveal some evidences of cemented microfractures in certain grains. However, this cementation represents less than 1% of the grain amount and could be inherited structure. These cataclastic strands are compaction zones in which the surface porosity ranges from 12 to 18% for the cataclasis of the multistrand bands and from 2.5 to 10% in the intense cataclasis of clusters (Figure 4A).

ALTERATION PRODUCTS AND THEIR RELATIONSHIPS WITH THE BANDS

Two different types of alteration products related to post-Oligocene meteoric water flow are observed along the outcrops where the bands were analyzed. At the top of the quarry, these alteration products are red subhorizontal laminations (Figure 7A). These laminations are slightly sinuous and present variable thicknesses from millimeter to several centimeters, thickening near the deformation bands (Figure 7A, E). These alterations also form red vase figures at zones where conjugate bands intersect (Cavailles et al., 2009), similar to those described by Eichhubl et al. (2004) in the Aztec Sandstone (United States). These red laminations and vases are caused by the presence of iron hydroxides that coat the grains and sometimes fill the porosity between them (Figure 7B). These iron hydroxides have been identified as goethite by Raman spectrometry (Figure 7C). Their precipitation is related to meteoric water flowing downward (gravity-driven flow) through the vadose zone, having percolated through a red soil and deposited red alteration products below. These iron hydroxides are commonly associated with organic matter, which suggest that they can be precipitated by bacterial activity. During the downward water flow, these mineralizations were subjected to solution, mobilization, and reprecipitation.

The second type of alteration products is observed at the bottom of the study area (6–8 m [20–26 ft] underneath the first type) as homogeneous zones of orange sandstone (Figure 7D). These are

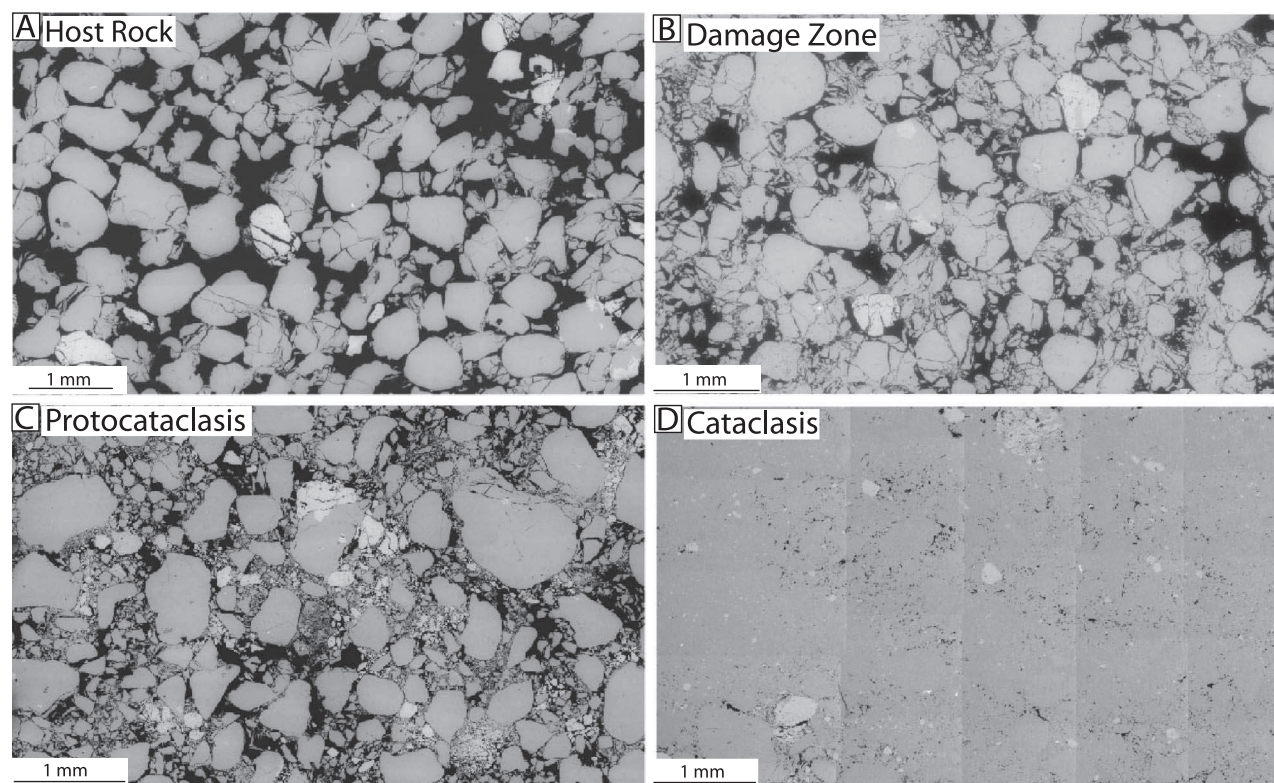


Figure 5. Mosaics of scanning electron microscopy backscattered electron images of the host rock (A), a damage zone (B), a proto-cataclastic strand (C), and a cataclastic strand (D).

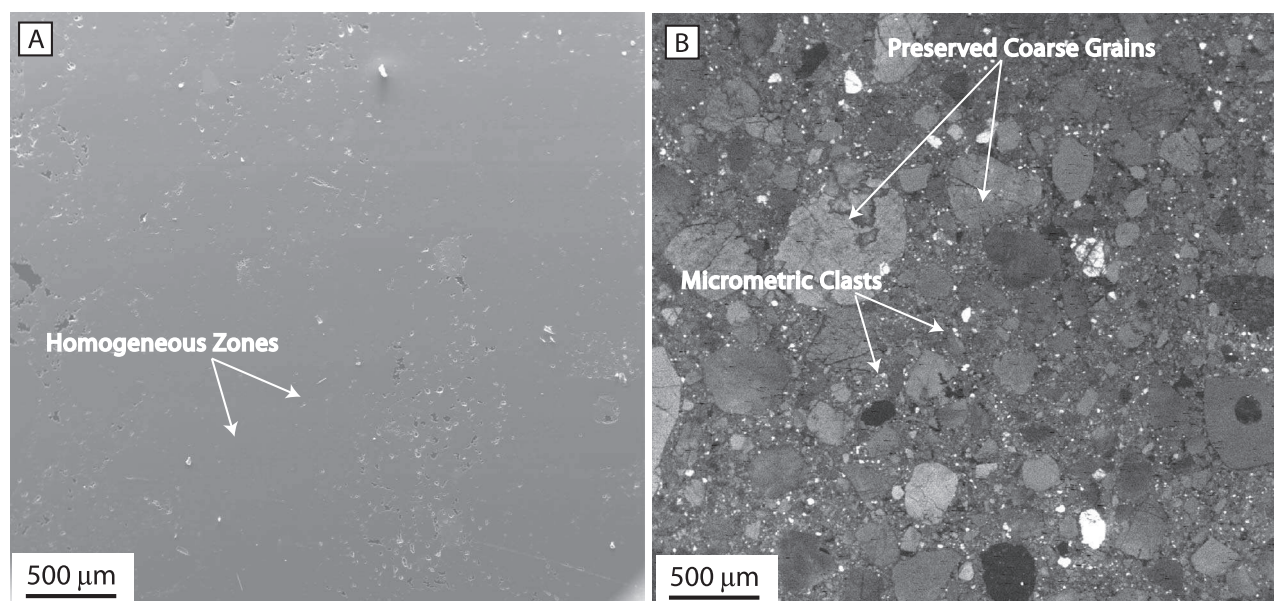


Figure 6. Images of scanning electron microscopy (SEM) secondary electron (A) and SEM cathodoluminescence (CEL) (B) of a cataclastic strand. The CEL image reveals that the homogeneous zones observed in the SEM are composed of small fragments of quartz (dark) and feldspar (white), without cement between grains.

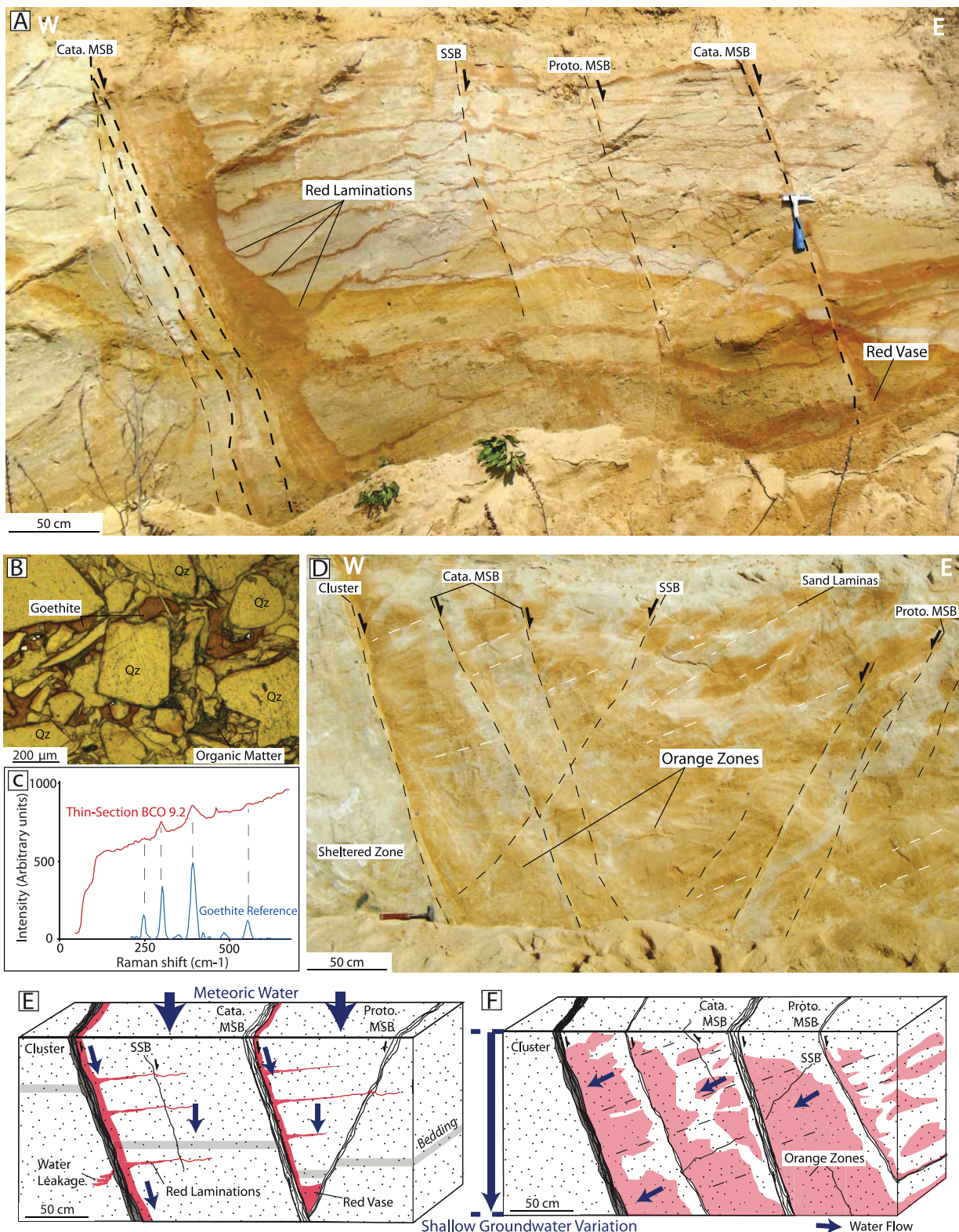


Figure 7. (A) Outcrop photograph showing the red laminations and red vases located at the top of the study area. (B) Photomicrograph of iron hydroxides located between the quartz grains. (C) Raman spectrometry curves of the iron hydroxides and the reference goethite spectrum. (D) Outcrop photograph showing the orange zones located at the bottom of the study area. (E) Scheme of the formation of the red laminations and the red vases. (F) Scheme of the formation of the orange zones. These alteration products show geometries more or less controlled by the bands. Proto = protocataclasis; Cata = cataclasis; SSB = single-strand band; MSB = multistrand band; Qz = quartz.

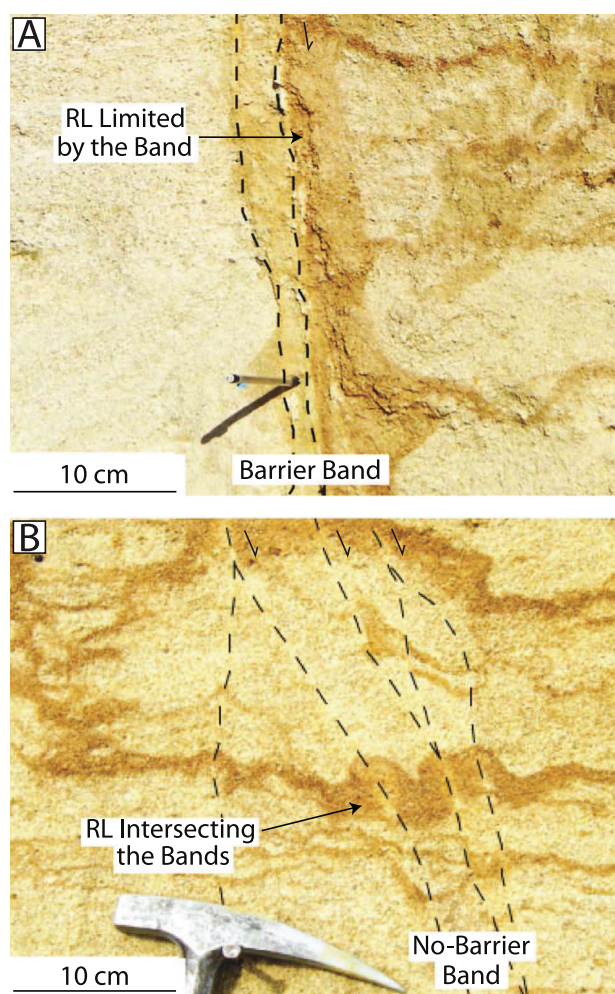


Figure 8. (A) Outcrop photograph of a band limiting red laminations. (B) Band overprinted by red laminations. The relationship between the bands and the alteration products allows discussion of their control on the water flow (see section titled *Alteration Products and Their Relationships with the Bands*).

less distinct than the horizontal laminations described above. These orange zones seem composed of fine iron oxides or hydroxides not observable on thin sections. They form wide areas that are compartmentalized by some of the bands. These deposits are interpreted as reprecipitated iron oxide or hydroxide probably remobilized from the upper source. The geometry of these orange zones suggests a formation associated with later stages of groundwater drainage (i.e., the water table moved downward) where iron oxides or hydroxides were reprecipitated in deeper zones of transient water storage above the aquifer (Figure 7F).

The geometric relationship between the bands and these alteration products helps to explain the seal capacity of the bands (Figure 8A, B). On the outcrops, single-strand bands, which are formed by only one protocataclastic strand, are systematically overprinted by the red laminations and have no control on the geometry of the orange zones. These bands therefore show little influence on the meteoric water flow (Figure 7A, D). The relationship between the multistrand bands and the iron oxide precipitations is variable from one band to another. The multistrand bands, including the cataclastic strands within their internal structures, systematically delimit the different alteration products. In contrast, the multistrand bands are composed only of protocataclastic strands that have no effect on them (Figure 7A, D). The band clusters, which always include intense cataclastic strands, bound the red horizontal laminations, red vases, and also the orange zones, revealing that they had a strong control on the water flow (Figure 7A, D).

The seal capacity of the bands seems to be strong enough to control the water flow when one or more cataclastic strands are present within the band microstructure. It is therefore worthwhile to analyze the petrophysical properties of these bands to quantify a membrane-seal threshold of deformation bands to water flow.

PETROPHYSICAL PROPERTIES

Methods

The porosity, distribution of pore access radii, and specific surface area were obtained by mercury injection porosimetry (MIP). The distribution of pore access radii from 0.003 to 215 μm and the total porosity (ϕ_{Hg}) were acquired using a Micromeritics pore-size analyzer Autopore IV on 28 samples. The threshold radius (R_a) was obtained for each sample from injection curves by a graphical method described in Dullien (1979) and used by Dehandschutter et al. (2005). This parameter is plotted versus total porosity (Figure 9A). The data are also plotted in a cumulative porosity versus the pore access radii graph (Figure 9B). A more

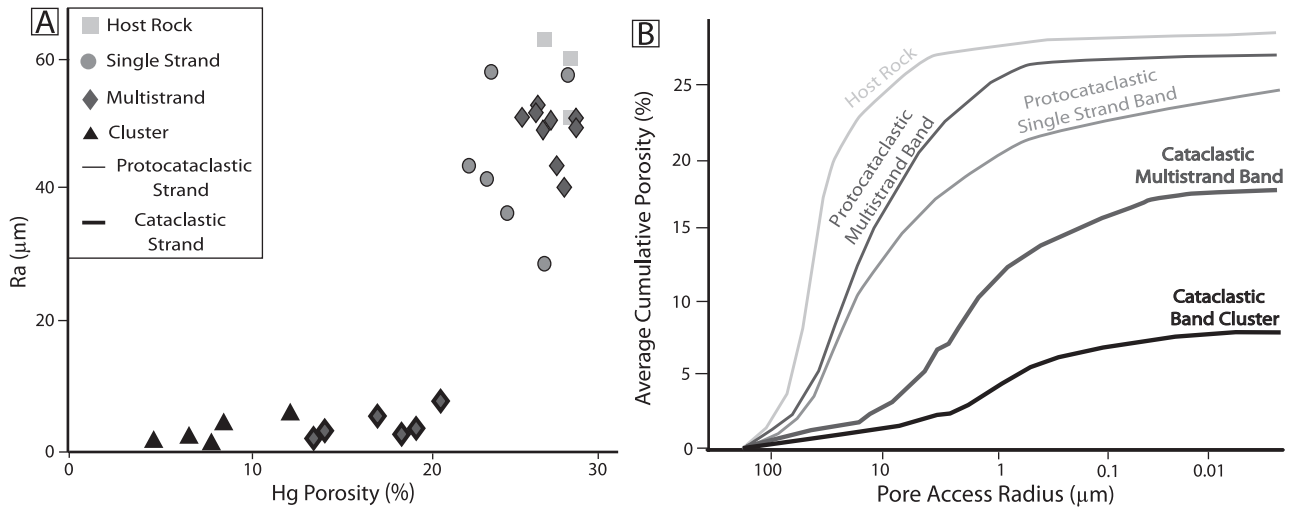


Figure 9. (A) Plot of threshold radius (R_a) versus Hg porosity. (B) Graph of average cumulative porosity versus the pore access radius. The presence of a cataclastic strand within the band implies strong modifications of the pore structure compared to the host rock.

detailed data for each type of band are plotted both in cumulative pore volume versus pore access radii graphs and in incremental volume versus pore access radii average-frequency diagrams (Figure 10). Total water porosities of cluster samples were also measured using the Archimedes method on cores prepared for the measurement of gas permeability.

The permeability was measured with a Hassler cell gas permeameter using nitrogen, less than 1 MPa (145 psi) of confining pressure and with six different pore pressures (2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, and 4.75 MPa [363, 435, 508, 580, 653, and 689 psi, respectively]) (Richard and Sizun, 2011) on 35 core samples (Figure 11A). Only band clusters and a few multistrand band samples were possible to core; the other types of bands were not cohesive enough. The gas permeability data were corrected from the Klinkenberg effect by a graphical method described by Riepe et al. (1983) and plotted versus total water porosity values (Figure 11).

Permeability has been calculated using the Kozeny-Carman law (Walsh and Brace, 1984; Torabi et al., 2008), particularly for the host rock and the protocataclastic single-strand and multistrand bands, for which the measures by a gas permeameter were not possible (Figure 11B), and compared to the gas permeability obtained on the cores of the multistrands and clusters (Figure 11A, B).

$$k = \phi^2 / cFs^2 \quad (1)$$

where k is the permeability; ϕ the porosity; c is a constant related to pore geometry, which equals to 2 for pores having a circular cross section; F is the formation factor ($F = \phi^{-m}$, with m equal to 1.5 for uncemented rocks); and s is the specific surface area, which is calculated from MIP data assuming a cylindrical pore model.

Porosity and Pore Structures

The host-rock porosity measured by MIP is approximately $28 \pm 1\%$, similar to the porosity measured by the image analysis on thin sections (Figure 9A). The pore volume is almost connected by large pore access radii ranging from 4 to 210 μm , with a mode of approximately 50 μm (Figure 10A). The threshold radius R_a is between 50 and 65 μm (Figure 9A). The similar curves of the cumulative intrusion obtained for the different samples of the host rock show that their pore network is homogeneous and composed of large pores connected by large access radii.

The pore structure of the protocataclastic bands is close to the host rock. The porosity of the protocataclastic single-strand bands ranges from 22 to 28% (Figure 9). These values are commonly higher than the surface porosities previously measured on thin sections. This is probably related to the presence of the damage zone against the bands, which

2. Analyse structurale et pétrophysique des bandes de déformation de Provence

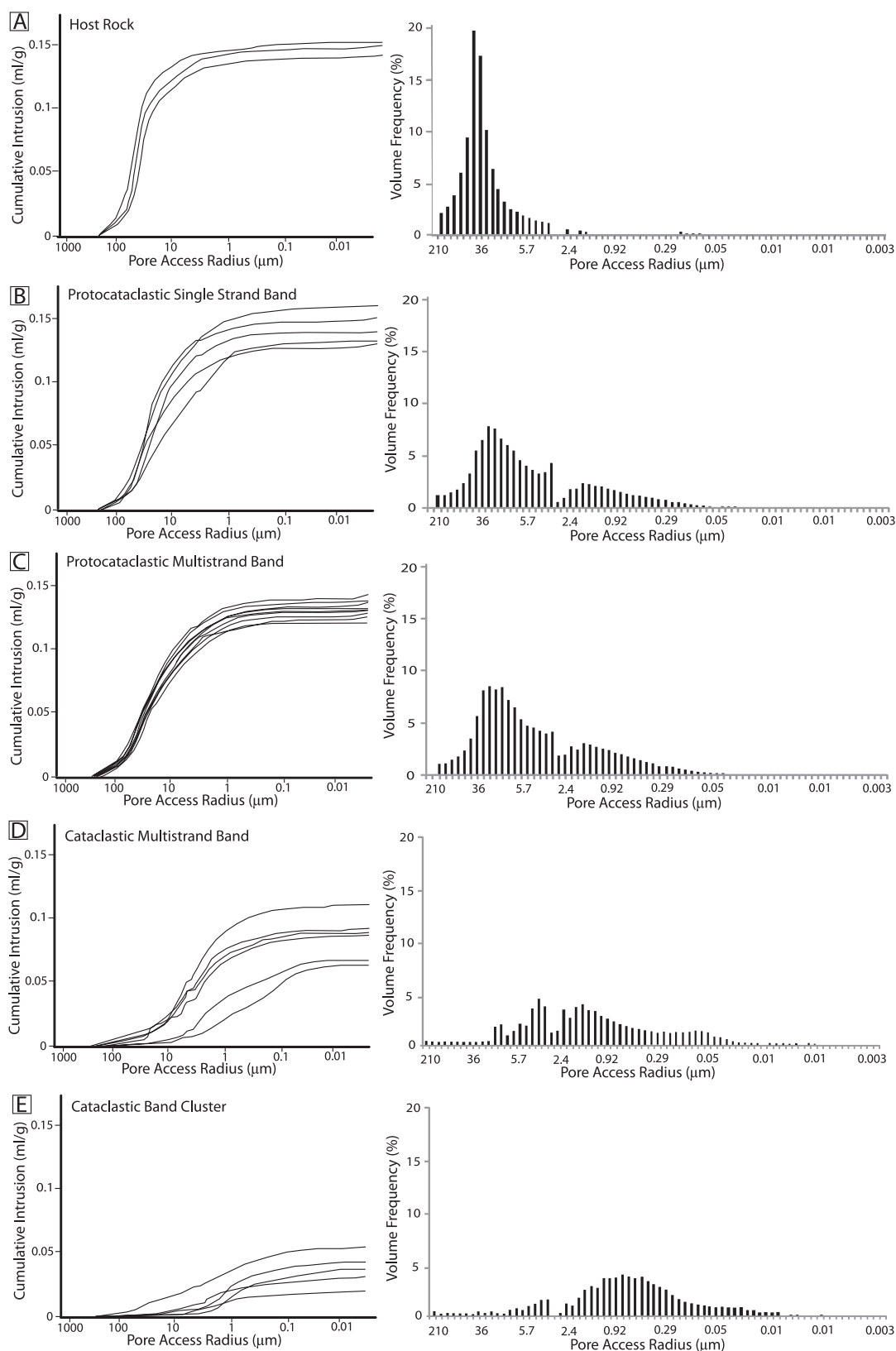


Figure 10. Graphs of cumulative pore intrusion versus pore access radius and average volume frequency versus pore access radius of the host rock (A), single-strand bands (B), protocataclastic multistrand bands (C), cataclastic multistrand bands (D), and band clusters (E). A progressive reduction of the cumulative pore intrusion and an increasing spreading of the pore access radii are observed from the host rock to the cataclasis of the band clusters.

increase the porosity. These results are probably overestimated by a few percent but show the porosity of the protocataclastic bands to be slightly lower than the host rock. The largest part of the pore network is connected by large pore access radii as shown by the threshold radii located between 30 and 60 μm (Figure 9A, B). The cumulative intrusion curves are slightly different from one test to another and show that the amount of the granular deformation is quite variable in this type of band (Figure 10B). The incremental volumes are spread over a wider range of access radii compared to the host rock, that is, between 0.1 and 210 μm , and show a bimodal distribution (Figure 10B). Both the spreading of the pore access radii and its variability from one test to another indicate a more heterogeneous distribution of pore accesses than in the host rock, probably a reflection of the degree of cataclasis. The different tests conducted on the protocataclastic multistrand bands yield results similar to those from single-strand bands, with porosities ranging from 22 to 28% (Figure 9), threshold radii located between 40 and 51 μm (Figure 9A), and pore access radii spreading over a wider range, that is, between 0.05 and 210 μm (Figure 10C). The cumulative intrusion curves are similar from one test to another (Figure 10C). These results indicate that the pore-network characteristics of these protocataclastic strands are constant. The pore network of the protocataclastic multistrand bands consists of pores connected by large accesses, which are then closed to the pore accesses and single-strand bands in the host rock.

The pore structure of the cataclastic bands is mostly deformed compared to that of the host rock. The porosity of the cataclastic multistrand bands ranges from 13 to 20% (these values are probably overestimated by a few percent for the same reasons that those in the protocataclastic bands are; Figure 9). Pores are connected by a wide range of pore access radii, between 0.01 and 10 μm , with a mode of approximately 1 μm (Figure 10D). This reduction of pore access size is confirmed by a threshold radius between 0.9 and 6 μm (Figure 9A). The curve of pore access radii distribution is bimodal and the smallest pore access radii control the

main part of the pore volume. The large differences between the cumulative intrusion curves suggest a strong variability of the pore structure in this cataclasis (Figure 10D). The pore space within these bands is therefore composed of small pores connected by small and very small pore accesses (Figure 9B). The porosity of the cataclastic band clusters ranges from 5 to 9%, except on the less deformed external part of the bands (where porosity is approximately 13%) (Figure 9A). The cataclasis of the multistrand bands also reveals a large heterogeneity of the petrophysical characteristics within this type of band. The threshold radius is found between 1 and 6 μm (Figure 9A). The distribution of the pore access radii reveals a complex pore structure with a significant spreading of pore access for small radii (between 0.01 and 10 μm and a mode centered at approximately 0.7 μm) (Figure 10E). These results show that the porosity and the pore structure of the cataclastic band clusters are close to those of the cataclastic multistrand bands, although the pore network is composed of a higher proportion of small and very small pores and pore access radii.

Porosity and pore access distribution measured by MIP highlight an important porosity change between the protocataclastic and the cataclastic bands. Protocataclastic bands show a pore network slightly altered compared to the host rock, whereas this change appears to be much more important for the cataclastic bands. Their pore structures seem to be sufficiently modified to fundamentally alter the fluid-flow properties of the sandstone.

Permeability

The host rock shows yield permeabilities, as calculated by the Kozeny-Carman model, ranging from 1014 to 2877 md (Figure 11B), which is a common range of permeability for this type of porous sandstones. The protocataclastic single-strand and multistrand bands show lower values ranging from 66 to 587 md (Figure 11B). This corresponds to permeability reductions ranging from one to two orders of magnitude compared to the host rock.

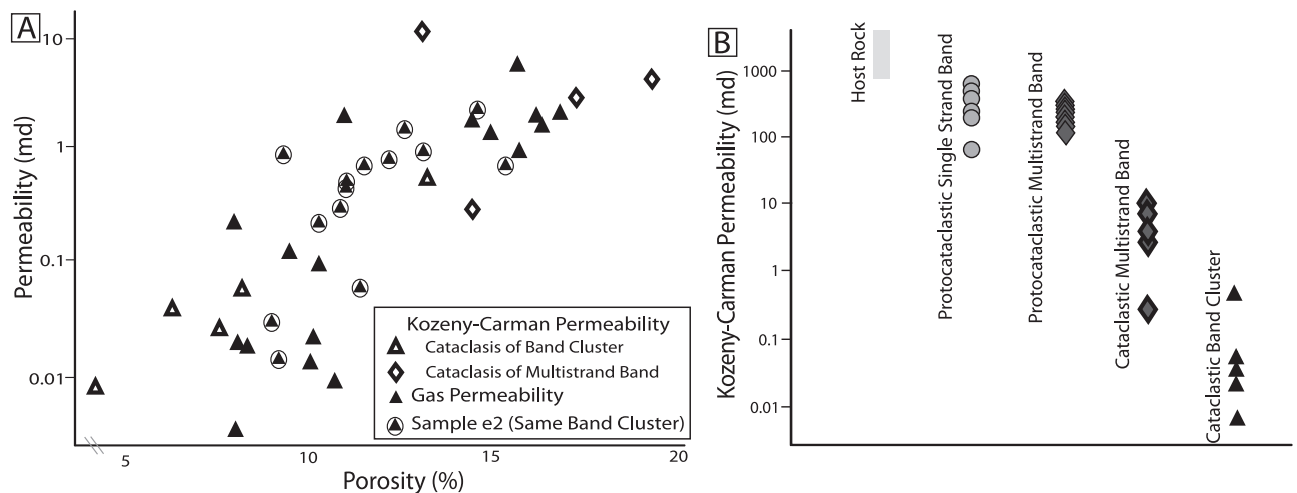


Figure 11. (A) Plot of permeability versus porosity obtained by gas permeability and the Kozeny-Carman method for the cataclastic strands of the multistrand bands and band clusters. (B) Permeability calculated by the Kozeny-Carman method for the different types of bands. A good correlation is observed between the permeability measured and calculated on the cataclastic bands. The permeability reductions range from one to five orders of magnitude from the protocataclastic strands of single-strand bands to the cataclastic strands of band clusters. A range of approximately three orders of magnitude of permeability can be observed within the same band cluster (sample e2) caused by the presence of different strands.

The values of permeability have been both measured (using the Hassler cell nitrogen permeameter) and calculated for the cataclastic strands of few multistrands and band clusters (Figure 11A). The gas permeability ranges from 0.003 to 5.2 md, and the Kozeny-Carman permeability ranges from 0.007 to 10.8 md, which corresponds in both cases to a permeability decrease from two to five orders of magnitude (Figure 11B). All the sections containing the stronger and resistive microstructures show the lower permeability ($\sim 10^{-2}$ md). In thin sections, these parts correspond to the most advanced cataclastic strands described at the outcrop scale as stiff white or gray strands (Figures 3E, 5D). In a band cluster, a strong variability of gas permeability of approximately three orders of magnitude has therefore been measured. This same order of variability (0.013–2.1 md) has also been measured on cores drilled close to each other in a same sample of band cluster (e2) (Figure 11).

The petrophysical analysis reveals a wide variation in the pore structure between the studied bands and, in particular, a strong reduction of the pore threshold radius from the porous and permeable protocataclastic strands to the slightly porous and impermeable cataclastic strands of clusters.

This petrophysical variation corresponds to a porosity reduction ranging between 2 and 23% and a permeability reduction ranging between two and four orders of magnitude, between these two different structures.

DISCUSSION

Our results show that shear displacement, the amount of cataclasis, and the petrophysical properties of the bands are interrelated. In this section, we discuss the interplay between these three attributes and integrate them into an evolution model for band growth.

Band Evolution and Seal Capacity

Different models of band evolution have already been developed, based on field (Aydin and Johnson, 1978; Antonellini and Aydin, 1995; Wibberley et al., 2007; Sallet and Wibberley, 2010) and microscopic observations (Johansen et al., 2005; Rotevatn et al., 2008). The analyses of the CSBs at the Boncavai quarry allow us to propose a conceptual model linking the geometry and the microstructure of the

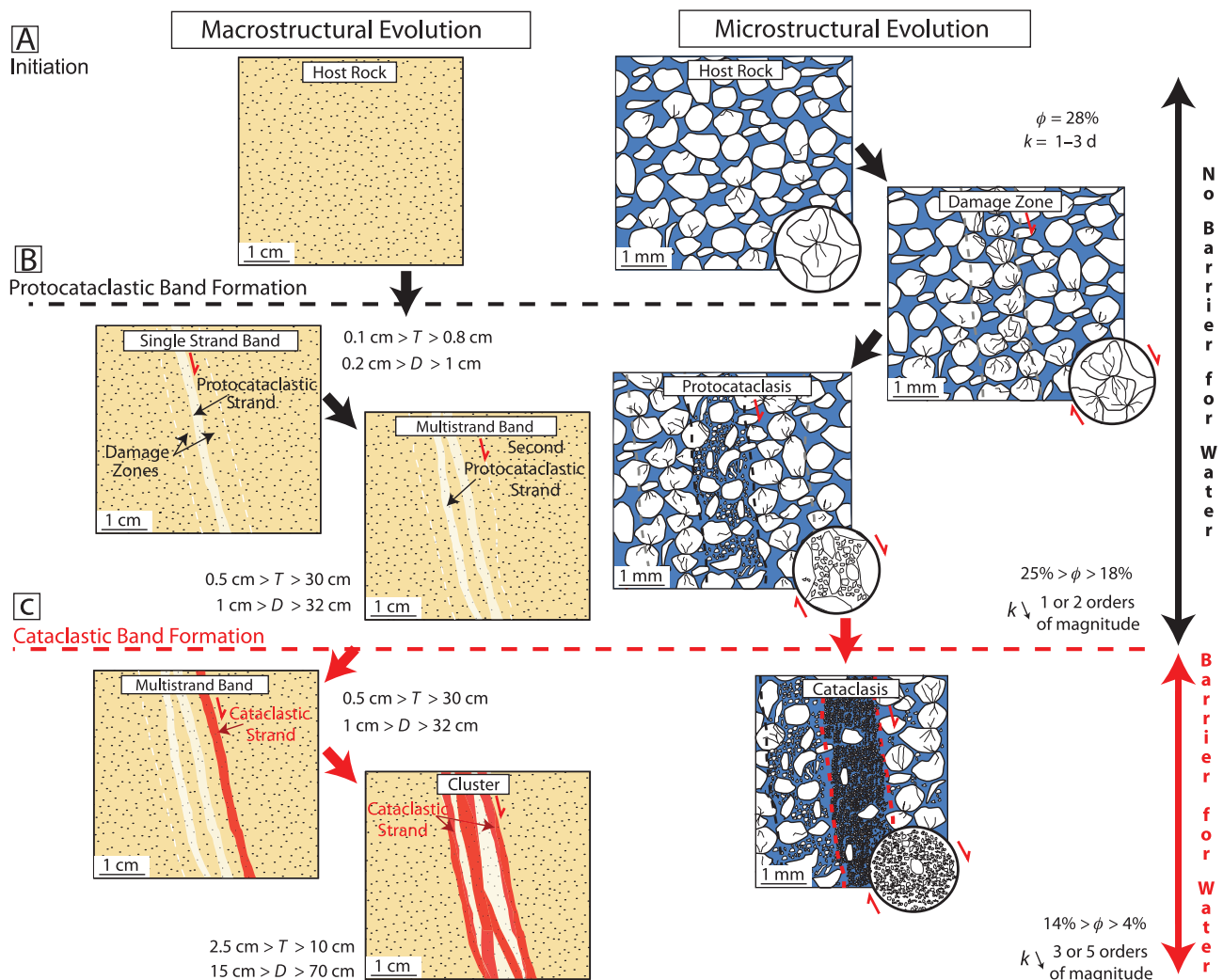


Figure 12. Model of cataclastic shear-band evolution related to their membrane-seal capacity. (A) Initiation of the bands. (B) Protocataclastic band development, that is, single and multistrands. (C) Cataclastic band development, that is, multistrands and clusters. This model underlines the importance of the cataclastic strand development for the formation of the barrier band. D = displacement; T = thickness; ϕ = porosity; k = permeability.

bands to their impact on fluid flow in sandstones. This model is composed of three different stages: the initiation of band, the development of the protocataclastic bands, and the formation of the cataclastic bands (Figure 12).

As proposed by Antonellini and Aydin (1994), damage zones, interpreted as the initiation of the deformation band, are potentially fluid-driving deformations caused by the dilatancy. The microscopic observations of this deformation along the bands reveal that the in-situ grains are cracked, and sometimes more porosity is observed (Figure 4A), in coherence with potential grain rotation (Figure 12A). Grain rotation and grain fracturing processes dur-

ing this deformation then increase the porosity and the permeability of the sandstone (Fowles and Burley, 1994), which can favor fluid flow (Parnell et al., 2004; Eichhubl et al., 2004). Iron hydroxides are much more concentrated near the CSBs, where the damage zones are systematically observed (Figure 7). This observation suggests that these damage zones were preferential pathways for the waters instead of the cataclastic bands, such as described by Sidga and Wilson (2003) and Parry et al. (2004).

Protocataclastic bands, which represent the second stage of band formation, have little effect on fluid flows (Figure 12B). These bands show

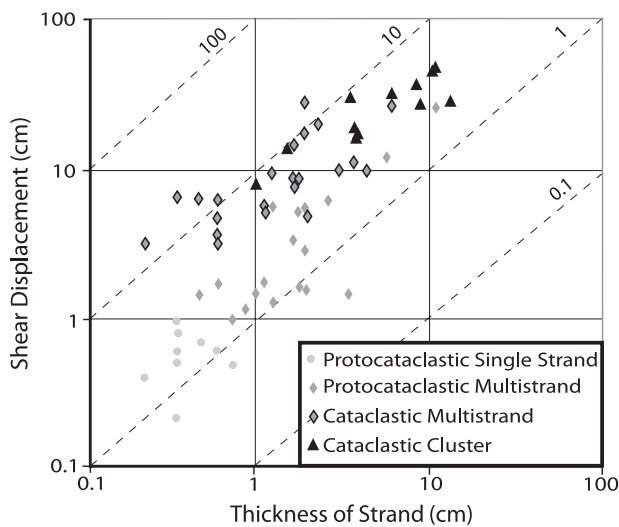


Figure 13. Plot of shear displacement (D) versus thickness of strand (T). Two trends are observed between the protocataclastic ($D:T$, ~ 1) and the cataclastic ($D:T$, ~ 10) bands.

shear displacement ranging from 0.3 to 28 cm (0.1–11 in.) and a $D:T$ ratio of approximately 1 (Figure 13). The multistrand bands thicken by lateral accretion of protocataclastic strands (Aydin and Johnson, 1978), in which the granular deformation is moderate (Figure 4). Approximately 23% of the grain volume is composed of small clasts that have a diameter less than 100 μm (Figure 4B), whereas 77% of the grain volume is composed of more or less fractured coarse grains. The small clasts infill a part of the porosity previously present between the coarse grains. This grain rearrangement causes a pore-network change, shown by a porosity reduction ranging between 1 and 9%, and a threshold radius reduction of 30 μm compared to the host rock (Figures 4A, 9A). This moderate petrophysical reduction, well expressed by a still-significant permeability between 66 and 587 md (then corresponding to one or two orders of magnitude reduction), is related to the still-large proportion of coarse grains within the protocataclastic strands. The effect on the pore network is therefore limited, and these reductions are not large enough to form membrane seals to water flow in the vadose zone.

The cataclastic bands, which form in the last stage of the band growth, are effective membrane seals to fluid flow (Figure 12C). These bands show important shear displacements, which range from

5 to 70 cm (2–28 in.), and a high $D:T$ of approximately 10 (Figure 13). The presence of the cataclastic strands within the band implies a large scatter of $D:T$ data (Figure 13) and could explain a part of the data spread recorded by Wibberley et al. (2007) and Sallet and Wibberley (2010) on different band systems. In the cataclastic bands, the amount of the cataclasis is characterized by a large and variable proportion of small clasts ranging between 40 and 65% of the total grain volume. These small fragments are rearranged around the preserved coarse grains. The large proportion of small particles and the large amount of shear displacement recorded along these strands both promote grain rearrangement and porosity infill. This grain rearrangement leads to a major pore network modification and, in particular, a strong reduction of the pore threshold radii (Figure 9A). The porosity and permeability reductions range, respectively, from 10 to 25% (the image-analysis porosity values are preferred to the Hg porosities, which were slightly overestimated because of the presence of the dilatant damage zone; see section titled Petrophysical Properties) and from three to five orders of magnitude compared to the host rock. The cemented microfractures observed in certain grains could lead the permeability reduction. However, the permeability reduction seems induced by the pore collapse by grain comminution instead of this cementation. The cementation seems not sufficient enough (<1% of the grain amount) to have a significant impact on permeability reduction (less than one order of magnitude in the best case). These petrophysical modifications are large enough to form permeability barriers to water flow under vadose conditions, as demonstrated by the localization and compartmentalization of iron hydroxides.

Permeability-Barrier Threshold and Reservoir Applications

The evolution from protocataclastic to cataclastic bands, characterized by the appearance of a bimodal grain-size distribution, marks the transition from sealing to nonsealing bands. A threshold of petrophysical properties can be proposed for a porosity reduction of approximately 10% (i.e.,

here, a host-rock porosity of 28% and a band porosity of <18%) and a permeability reduction of more than two orders of magnitude (i.e., here, a host-rock permeability of 1000–3000 md and a band permeability of <10 md) compared to the host rock. Field observations of the alteration products around the cataclastic bands, that is, the band clusters and some multistrands, suggest that these bands compartmentalize the water in this vadose flow system. However, the wide variability of the petrophysical properties measured on the drilled cores (e.g., sample e2, Figure 11A) could allow potential leakages along the sealing bands, that is, multistrands and clusters containing cataclastic strands. These results confirm the large variability of petrophysical properties along the band observed by Torabi and Fossen (2009). In the quarry, the three-dimensional continuity of the iron-oxide precipitations along a multimeter band cluster was observed by Wibberley et al. (2007). However, rare zones of leakages have been identified as red laminations overprinting the bands and passing through them to join the generally sheltered zone in the band footwall (Figure 7A, E). Another source of potential leakage could be caused by the band segmentation and the potential horizontal water migration around the tip of these bands. The limited size of the outcrops and the only vertical exposures of the bands do not allow us to measure their lengths and to estimate the potential horizontal migration of fluid. However, the horizontal length of the largest band clusters can be estimated to several hundred meters (as much as 700 m [2297 ft]) using a $D:L$ ratio of approximately 10^{-3} (e.g., Schultz and Fossen, 2002). This suggests that, even if the downward flowing water is trapped by two conjugate band clusters, the water could continue to flow downward if it is able to reach the band intersection end (i.e., lateral end of a sub-horizontal vase), which must exist because the bands are limited in length. Furthermore, this network of CSBs is only observed in the Boncavaï quarry. The network of the CSBs of Boncavaï seems then related to the map-scale normal fault present close to the quarry (few hundred meters) and also to the decametric-scale displacement faults observed in the study site. This observation suggests that

this CSB network forms the damage zone of normal faults, as described by Shipton and Cowie (2003), and is then localized and limited in space. For these different reasons, this network of CSBs does not therefore compartmentalize the sandstone reservoir into completely tight parts.

CONCLUSIONS

The analysis of the CSB network of the uncemented porous sandstone from Provence shows characteristic geometry and microstructure that have been identified as (1) protocataclastic single-strand bands, (2) protocataclastic and cataclastic multistrand bands, and (3) cataclastic band clusters. The different values of displacement and thickness measured along bands with and without cataclasis can explain a component of the wide variety of $D:T$ ratios observed. This variety of structures implies a wide range of petrophysical properties for these bands, underlined in the field by different control of the bands on alteration products related to meteoric water flows.

- The single and multistrand bands, composed only by protocataclastic strands, show little variations of rock petrophysical properties compared to the host rock. These bands have little influence on the localization of the alteration products and do not form water-flow barriers.
- The cataclastic multistrand bands and band clusters show strong variations of the petrophysical properties compared to the host rock, with a permeability reduction ranging between three and five orders of magnitude. These bands strongly control the spatial distribution of the related alteration products and form effective water-flow barriers.

The transition between the sealing and the nonsealing bands coincides with the development of the cataclastic strand. In terms of petrophysical properties, a threshold can be established as a porosity reduction of 10% and a permeability reduction of three orders of magnitude compared to the intact sandstone.

REFERENCES CITED

- Antonellini, M. A., and A. Aydin, 1994, Effect of faulting on fluid flow in sandstones: Petrophysical properties: AAPG Bulletin, v. 78, p. 355–377.
- Antonellini, M. A., and A. Aydin, 1995, Effect of faulting on fluid flow in sandstones: Geometry and spatial distribution: AAPG Bulletin, v. 79, p. 642–671.
- Arthaud, F., and P. Matte, 1975, Les décrochements tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe: Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation: Tectonophysics, v. 25, p. 139–171, doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1.
- Aydin, A., 1978, Small faults formed as deformation bands in sandstones: Pure and Applied Geophysics, v. 116, p. 913–930, doi:10.1007/BF00876546.
- Aydin, A., and D. Johnson, 1978, Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone: Pure and Applied Geophysics, v. 116, p. 931–942, doi:10.1007/BF00876547.
- Aydin, A., R. I. Borja, and P. Eichhubl, 2006, Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock: Journal of Structural Geology, v. 28, p. 83–98, doi:10.1016/j.jsg.2005.07.008.
- Baudrimont, A. F., and P. Dubois, 1977, Un bassin mésogéen du domaine péri-Alpin: Le sud-est de la France: Bulletin Centre de Recherche Exploration et Production—Elf Aquitaine, v. 1, p. 261–308.
- Benedicto, A., 1996, Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie nord), sud-est France: Ph.D. thesis, University Montpellier 2, Montpellier, France, 235 p.
- Cavailhes, T., R. Soliva, A. Benedicto, D. Loggia, R. A. Schultz, and C. A. J. Wibberley, 2009, Are cataclastic shear bands fluid barriers or capillarity conduits? Insight from the analysis of redox fronts in porous sandstones from Provence, France: European Association of Geoscientists and Engineers 2nd International Conference on Fault and Top Seals, Montpellier, France, September 21–24, 2009, 3 p.
- Debrand-Passard, S., S. Courbouleix, and M. J. Lienhardt, 1984, Synthèse géologique du sud-est de la France: Stratigraphie et paléogéographie: Orléans, France, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 615 p.
- Dehandschutter, B., P. Gaviglio, J. P. Sizun, M. Sintubin, S. Vandycke, N. Vandenbergh, and L. Wouters, 2005, Volumetric matrix strain related to intraformational faulting in argillaceous sediments: Journal of the Geological Society, v. 162, p. 801–813, doi:10.1144/0016-764904-093.
- Dullien, F. A., 1979, Porous media: Fluid transport and pore structure: New York, Academic Press, 396 p.
- Eichhubl, P., W. L. Taylor, D. D. Pollard, and A. Aydin, 2004, Paleofluid flow and deformation in the Aztec sandstone, at the Valley of Fire, Nevada: Evidence for the coupling hydrogeological, diagenetic and tectonic processes: Geological Society of American Bulletin, v. 116, p. 1120–1136, doi:10.1130/B25446.1.
- Engelder, J. T., 1974, Cataclasis and generation of fault gouge: Geological Society of American Bulletin, v. 85, p. 1515–1522, doi:10.1130/0016-7606(1974)85<1515:CATGOF>2.0.CO;2.
- Ferry, S., 1997, Apport des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge Crétacée Rhodanienne, in Etude du Gard Rhodanien (ANDRA Edition): Actes des Journées Scientifiques du Centre National de la Recherche Scientifique/ANDRA, Bagnols-sur-Cèze, France, October 20–21, 1997, p. 63–91.
- Fossen, H., and A. Bale, 2007, Deformation and their influence on fluid flow: AAPG Bulletin, v. 91, p. 1685–1700, doi:10.1306/07300706146.
- Fossen, H., R. A. Shultz, Z. K. Shipton, and K. Mair, 2007, Deformation bands in sandstone: A review: Journal of the Geological Society of London, v. 164, p. 755–769, doi:10.1144/0016-76492006-036.
- Fowles, J., and S. Burley, 1994, Textural and permeability characteristics of faulted, high-porosity sandstones: Marine and Petroleum Geology, v. 11, p. 608–623, doi:10.1016/0264-8172(94)90071-X.
- Hadizadeh, J., and W. K. Johnson, 2003, Estimating local strain due to comminution in experimental cataclastic textures: Journal of Structural Geology, v. 27, p. 1973–1979, doi:10.1016/S0191-8141(03)00016-6.
- Johansen, T. E. S., H. Fossen, and R. Kluge, 2005, The impact of synfaulting porosity reduction on damage zone architecture in porous sandstone: An outcrop example from the Moab fault, Utah: Journal of Structural Geology, v. 27, p. 1469–1485, doi:10.1016/j.jsg.2005.01.014.
- Lacombe, O., and L. Jolivet, 2005, Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny: Tectonics, v. 24, p. 1–20, doi:10.1029/2004TC001673.
- Le Pichon, X., C. Rangin, Y. Hamon, N. Loget, J. Y. Lin, L. Andreani, and N. Flotte, 2010, Geodynamics of the France Southeast Basin: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 181, p. 477–501, doi:10.2113/gssgfbull.181.6.477.
- Ogilvie, S. R., and P. W. J. Glover, 2001, The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure: Earth and Planetary Science Letters, v. 193, p. 129–142, doi:10.1016/S0012-821X(01)00492-7.
- Parnell, J., G. R. Watt, D. Middleton, J. Kelly, and M. Baron, 2004, Deformation band control on hydrocarbon migration: Journal of Sedimentary Research, v. 74, p. 552–560, doi:10.1306/121703740552.
- Parron, C., and J. M. Triat, 1978, Paléoaalération continentales et sédimentogénèse dans le Crétacé supérieur du massif d'Uchaux (Vaucluse): Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, v. 1, p. 47–56.
- Parry, W. T., M. A. Chan, and B. Beitler, 2004, Chemical bleaching indicates episodes of fluid flow in deformation bands in sandstone: AAPG Bulletin, v. 88, p. 175–191, doi:10.1306/09090303034.
- Rangin, C., X. Le Pichon, N. Loget, Y. Hamon, and A. Crespy, 2010, Gravity tectonics in the SE basin (Provence, France) imaged with seismic data: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 181, p. 503–530, doi:10.2113/gssgfbull.181.6.503.
- Rawling, G. C., and L. B. Goodwin, 2003, Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments: Journal

- of Structural Geology, v. 25, p. 317–331, doi:[10.1016/S0191-8141\(02\)00041-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00041-X).
- Richard, J., and J. P. Sizun, 2011, Pressure solution–fracturing interactions in weakly cohesive carbonate sediments and rocks: Example of the synsedimentary deformation of the Campanian chalk from the Mons Basin (Belgium): *Journal of Structural Geology*, v. 33, p. 154–168, doi:[10.1016/j.jsg.2010.11.006](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.11.006).
- Riepe, L., S. Wachs, and J. R. Schopper, 1983, Pressure effect on permeability: Transactions of the 8th European Formation Evaluation Symposium of Society of Petrophysicists and Well Log Analysts, London, United Kingdom, March 14–15, 1983, p. 1–24.
- Rotevatn, A., A. Torabi, H. Fossen, and A. Braathen, 2008, Slipped deformation band: A new type of cataclastic deformation bands in western Sinai rift, Egypt: *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 1317–1331, doi:[10.1016/j.jsg.2008.06.010](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.06.010).
- Saillet, E., 2009, La localisation de la déformation dans les grès poreux: Caractérisation d'un analogue de réservoir gréseux et faille dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France: Ph.D. thesis, Nice–Sophia Antipolis University, Nice, France, 272 p.
- Saillet, E., and C. A. J. Wibberley, 2010, Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France: *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 1590–1608, doi:[10.1016/j.jsg.2010.02.007](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.02.007).
- Sample, J. C., S. Woods, E. Bender, and M. Loveall, 2006, Relationship between deformation bands and petroleum migration in an exhumed reservoir rock, Los Angeles Basin, California, U.S.A.: *Geofluids*, v. 6, p. 105–112, doi:[10.1111/j.1468-8123.2005.00131.x](https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2005.00131.x).
- Schultz, R. A., and H. Fossen, 2002, Displacement-length scaling in three dimensions: The importance of aspect ratio and application to deformation bands: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1389–1411, doi:[10.1016/S0191-8141\(01\)00146-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00146-8).
- Schultz, R. A., and R. Siddharthan, 2005, A general framework for occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks: *Tectonophysics*, v. 411, p. 1–18, doi:[10.1016/j.tecto.2005.07.008](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.07.008).
- Seranne, M., A. Benedicto, P. Labaume, C. Truffert, and G. Pascal, 1995, Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: Role of the Pyrenean orogeny: *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, p. 809–820, doi:[10.1016/0264-8172\(95\)98849-Z](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98849-Z).
- Shipton, Z. K., and P. A. Cowie, 2003, A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 333–344, doi:[10.1016/S0191-8141\(02\)00037-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00037-8).
- Sibson, R. H., 1997, Fault rocks and fault mechanisms: *Journal of the Geological Society*, v. 133, p. 191–213, doi:[10.1144/gsjgs.133.3.0191](https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191).
- Sidga, J. M., and J. M. Wilson, 2003, Are faults preferential flow paths through semiarid and arid vadose zones?: *Water Resources Research*, v. 39, doi:[10.1029/2002WR001406](https://doi.org/10.1029/2002WR001406).
- Soliva, R., R. A. Schultz, G. Ballas, A. Taboada, C. A. J. Wibberley, E. Saillet, and A. Benedicto, in press, A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties: New insight from Provence (southern France): *Journal of Structural Geology*.
- Sternlof, K. R., J. R. Chapin, D. D. Pollard, and L. J. Durlofsky, 2004, Effective permeability in sandstone containing deformation band arrays: *AAPG Bulletin*, v. 88, p. 1315–1329.
- Sun, W., J. E. Andrade, J. W. Rudnicki, and P. Eichhubl, 2011, Connecting microstructural attributes and permeability from 3-D tomographic images of in-situ shear-enhanced compaction bands using multiscale computations: *Geophysical Research Letters*, v. 38, paper L10302, 5 p., doi:[10.1029/2011GL047683](https://doi.org/10.1029/2011GL047683).
- Taylor, L. W., and D. D. Pollard, 2000, Estimation of in-situ permeability of deformation bands in porous sandstone, Valley of Fire, Nevada: *Water Resources Letters*, v. 36, p. 2595–2606, doi:[10.1029/2000WR900120](https://doi.org/10.1029/2000WR900120).
- Torabi, A., and H. Fossen, 2009, Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones: *AAPG Bulletin*, v. 93, p. 919–938, doi:[10.1306/03270908161](https://doi.org/10.1306/03270908161).
- Torabi, A., H. Fossen, and B. Alaei, 2008, Application of spatial correlation functions in permeability estimation of deformation bands in porous rocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, p. 1–10, doi:[10.1029/2007JB005455](https://doi.org/10.1029/2007JB005455).
- Tueckmantel, C., Q. J. Fisher, R. J. Knipe, H. Lickorish, and S. M. Khalil, 2010, Fault-seal prediction of seismic-scale normal faults in porous sandstone: A case study from the eastern Gulf of Suez rift, Egypt: *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 334–350, doi:[10.1016/j.marpetgeo.2009.10.008](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.008).
- Walsh, J. B., and W. F. Brace, 1984, The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, doi:[10.1029/JB089iB11p09425](https://doi.org/10.1029/JB089iB11p09425).
- Wibberley, C. A. J., J. P. Petit, and T. Rives, 2007, The mechanism of fault distribution and localization in high-porous sands, Provence, France, in H. Lewis and G. D. Couples, eds., *The relationship between damage and localization: The Geological Society (London) Special Publication*, v. 289, p. 19–45, doi:[10.1144/SP289.3](https://doi.org/10.1144/SP289.3).

2.2. Rôle de l'enfouissement sur les propriétés pétrophysiques des bandes de compaction

Cette partie se présente sous la forme d'une note publiée au *Journal of Structural Geology*. Dans cette analyse nous décrivons un type de bande jusqu'ici très peu analysé: les shear-enhanced compaction bands (SECBs). Ces bandes font partie des bandes de cisaillement compactantes et montrent autant de compaction que de cisaillement. La composante compactante étant importante, une forte pression de confinement, donc un fort enfouissement, est attendue lors de la formation de ces structures. Nous montrerons cependant ici que ces bandes se forment pour des enfouissements inférieurs à 500 m. Ces bandes montrent des crush microbreccias dans leur microstructure, i.e. déformation cataclastique de très faible ampleur. Cet exemple illustre donc le rôle que peut jouer l'**enfouissement** sur l'intensité de la déformation dans les **bandes cataclastiques**, sur leurs propriétés pétrophysiques et sur leur impact potentiel sur les circulations de fluides. Nous comparerons ensuite ces bandes avec leurs analogues décrits dans l'Ouest des États-Unis à plus grande profondeur, i.e. enfouissement plus important au moment de la formation des bandes et post-déformation. Ces bandes montrent de processus de pression-solution du quartz réduisant leur perméabilité de plus de 2 ordres de grandeur et leur permettant de limiter les marqueurs de circulations d'eaux météoriques. Les SECBs de Provence ne montrent pas ce type de processus et n'ont aucun effet sur ces marqueurs. Cette comparaison, nous permettra de confirmer le rôle potentiel de l'enfouissement, via des **processus diagénétiques**, sur la formation de bandes contrôlant les circulations de fluides.

Ce travail, associé aux travaux réalisés sur les bandes de cisaillement, a fait l'objet de deux présentations orales intitulées « *Impact of deformation bands on subsurface fluid flow (Provence, France)* » lors de l'EGU (Vienne, 2012) et de l'EAGE, Fault and Top Seal Conference (Montpellier, 2012).

Note 2

***Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions;
implications for fluid flow (Provence, France)***

Publiée dans ***Journal of Structural Geology***

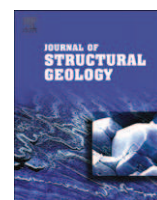
Février 2013

Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J-P., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit, E.



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Journal of Structural Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsg

Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France)

Gregory Ballas^{a,*}, Roger Soliva^a, Jean-Pierre Sizun^b, Haakon Fossen^{c,d,e}, Antonio Benedicto^f, Elin Skurtveit^{c,d,g}

^a U.M.R. C.N.R.S. 5243 Géosciences Montpellier, University of Montpellier II, U.F.R. Sciences et Techniques, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

^b U.M.R. C.N.R.S. 6249 Chrono-Environnement, Département Géosciences, U.F.R. Sciences et Techniques, University of Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Besançon cedex, France

^c Centre for Integrated Petroleum Research (CIPR), Uni Research, Allégaten 41, N-5007 Bergen, Norway

^d Department of Earth Science, University of Bergen, Allégaten 41, N-5007 Bergen, Norway

^e Museum of Natural History, University of Bergen, Allégaten 41, Postboks 7800, N-5020 Bergen, Norway

^f AREVA NC, BU Mines Direction Géosciences, 92084 La Défense, Paris, France

^g Norwegian Geotechnical Institute (NGI), Sognsveien 72, N-0855 Oslo, Norway

ARTICLE INFO

Article history:

Received 11 June 2012

Received in revised form

19 November 2012

Accepted 21 November 2012

Available online 12 December 2012

Keywords:

Compaction band

Deformation band

Porous sandstone

Permeability

Fluid flow

Shallow burial conditions

ABSTRACT

Field observations of highly porous and permeable sandstone in the Orange area (S-E Basin, France) show that networks of shear-enhanced compaction bands can form in a contractional regime at burial depths of about $400 \text{ m} \pm 100 \text{ m}$. These bands show equal compaction and shear displacements, are organized in conjugate and densely distributed networks, and are restricted to the coarse-grained (mean grain diameter of $0.6 \pm 0.1 \text{ mm}$) and less porous (porosity of $26 \pm 2\%$) sand layers. The bands are crush microbreccia with limited grain comminution and high grain microfracture density. They show reductions of permeability (mD) ranging from 0 to little more than 1 order of magnitude. They show no control on the alteration products related to meteoric water flow, which suggests that these shear-enhanced compaction bands have no or only negligible influence on subsurface fluid flow. Their selective occurrence and small (20%) reduction in transmissibility in densely populated layers prevented them from compartmentalizing the sandstone reservoirs. A comparison with compaction-band populations in the Navajo and Aztec sandstones (western U.S.) emphasizes the role of burial depth and the presence of chemical compaction processes for the sealing potential of deformation bands.

© 2012 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Deformation bands are tabular strain localization structures found in porous sandstones (Aydin, 1978). These bands are characterized by changes in rock microstructure by grain rearrangement, cataclasis and/or cementation processes, and can form in shear, dilation (mode I), compaction (mode –I), or by combinations of shear and dilation or, more commonly, shear and compaction (see Aydin et al., 2006; or Fossen et al., 2007; for a review). These structures can cause large changes in the petrophysical properties of sandstones and may therefore have an impact on fluid flow in a reservoir setting (Antonellini and Aydin, 1994; Ogilvie and Glover, 2001; Fossen and Bale, 2007; Tueckmantel et al., 2010; Ballas et al., 2012).

Although their formation mechanisms are debated (Schultz and Siddhartha, 2005; Wibberley et al., 2007), the most common is shear deformation with a shear-perpendicular shortening component (Antonellini et al., 1994; Antonellini and Aydin, 1994, 1995; Sallet and Wibberley, 2010; Tueckmantel et al., 2010), whereas mode I (Dubernard et al., 2002) and mode –I (Mollema and Antonellini, 1996; Sternlof et al., 2005) are less common and therefore poorly described. Eichhubl et al. (2010) recently described shear-enhanced deformation bands, a transitional type of band between shear-dominated and pure compaction bands, from Valley of Fire, Arizona, where they act as a membrane seal for subsurface groundwater flow. The sealing potential of compaction and shear-enhanced compaction bands relative to their conditions of formation, particularly the burial depth and host rock properties, remains to be quantified by petrophysical and mechanical analysis of new field examples.

In this paper, we analyze a network of kinematically consistent shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial

* Corresponding author. Tel.: +33 467143643.

E-mail addresses: gregory.ballas@gm.univ-montp2.fr, gregory.ballas@yahoo.fr (G. Ballas).

conditions during contractional folding of Cretaceous sandstones in Provence, France. We describe the geometry, the microstructure and the petrophysical properties of these bands in regard to their control on alteration products related to subsurface water flow. Hence, we discuss the influence of these bands on fluid flow and their influence on sandstone reservoir properties, and underline the control of burial depth and diagenetic processes on the petrophysical properties of the bands.

2. Geologic setting

2.1. The South-East Basin

The study area is located in the western part of the South-East Basin along both sides of the Rhône Valley, north of the Roquemaure Thrust, France (Fig. 1). Mesozoic rocks in this area contain east-west trending folds that formed during Paleocene to early Oligocene Pyrenean shortening (Sanchis and Seranne, 2000; Lacombe and Jolivet, 2005) between the sinistral strike-slip Cevennes and Nîmes faults (Arthaud and Matte, 1975). This folding is interpreted to be related to thrust ramps cutting partially or entirely through the Mesozoic sedimentary sequence (e.g. Soliva et al., *in press*). The folds affect limestone and sand-dominated units related to the infilling of the Vocontian basin during the last (Middle to Late Cretaceous) part of the Tethys Ocean sedimentation history (Debrand-Passard et al., 1984). These deposits contain four units of porous and poorly cemented sandstones of Albian, Cenomanian, Turonian, and Santonian ages, respectively (Ferry, 1997) (Fig. 1).

These different sand-dominated units crop out in many places in the western South-East Basin and are actively exploited in numerous sand quarries. The present study is based on samples and field observations from the Boncavaï, Montmout and Tresques sand quarries. The first two quarries are locations of active quartz sand exploitation, and are located on the southern limb of the Mondragon anticline north of the Uchaux normal fault (Fig. 1), while the Tresques quarry is an active sand quarry located on the hinge of the

Sabran syncline a few kilometers west of the Bagnols normal fault (Fig. 1).

2.2. The Uchaux Sands

The three quarries studied in this work are located in the Turonian Uchaux Sands. This ~120 m thick sand-dominated unit shows oblique laminae organized into meter to multi-meter thick sand layers that represent deltaic tidal bar to beach deposits. The sands are uncemented, except for minor iron-oxide cementation, as shown by the red-brown color in Fig. 2. This iron oxide cementation is related to the flow of water within the sand reservoir (Saillet, 2009; Ballas et al., 2012). Actual aquifers are located a few meters below the quarries. Hence, the sand layers studied here are located in the vadose (unsaturated) zone.

The quarries exhibit alternating sand layers separated by clay and gravel intervals (see the example of the Montmout quarry in Fig. 2). These sand layers show large variations in grain size and porosity, while differences in grain angularity, sorting and clay component are small (see Table 1 for the host sand characteristics). Three different types of sand are identified: (1) well laminated coarse-grained and clean sands, showing a porosity less than 30%; (2) fine-grained and clean sands with porosity values greater than 30%; (3) clay-rich (about 15% of clay) and fine-grained sands, showing a porosity of about 33%.

3. Field data

Two different types of deformation bands were observed at the three sites: (1) normal-sense shear bands (with some compaction), and (2) a large number of bands showing no observable shear offset in outcrop (Saillet, 2009). These two types of bands show different geometrical characteristics, in particular in terms of distribution, thickness, length, and shear/compaction ratio (Soliva et al., *in press*). This study focuses on the analysis of the second type of bands, for which we measured orientation, dip, length, and shear displacement at each study site (see Ballas et al., 2012; for a detailed

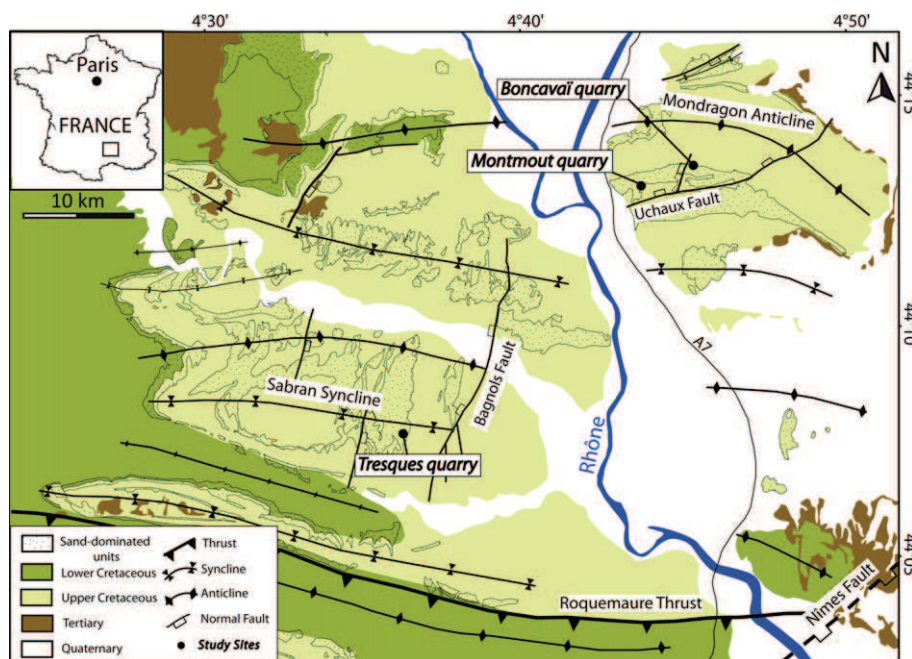


Fig. 1. Geological map of the western part of the South-East Basin, France.

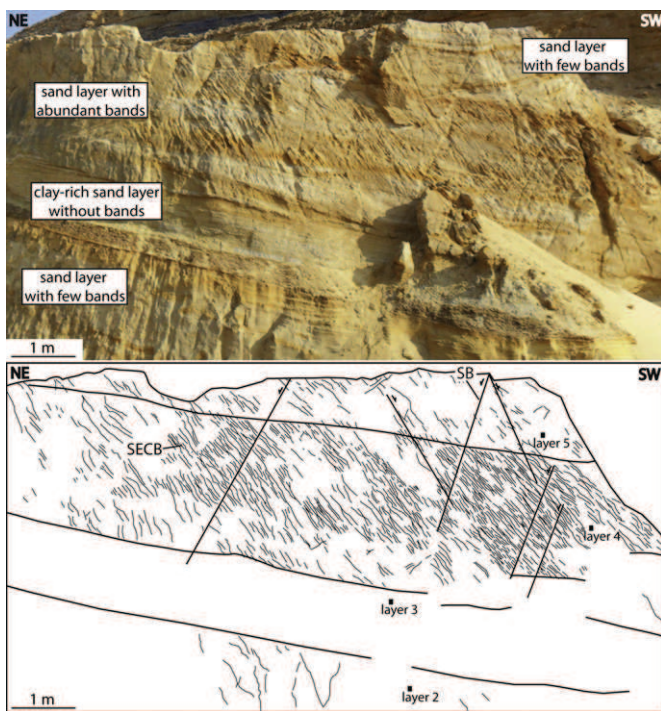


Fig. 2. The alternation of sand layers within the Turonian sand-dominated unit at the Montmout quarry. The SECBs are confined to certain sand layers. The black squares are the locations of the samples used in the microstructural and petrophysical analysis of the host sand.

study of the normal-sense shear bands). Band thickness and spacing were measured along scan-lines oriented perpendicular to the bands in zones of uniformly dipping bands.

3.1. Organization and distribution

The deformation bands are organized into densely distributed and conjugate networks striking N°85E to N°130E (Fig. 3a and b, and Fig. 4), and dipping 30° to the north and 70° to the south in the

Table 1
Petrophysical description of the different sand layers investigated in this study.

Layer	Porosity ^a (%)	Median grain diameter ^b (mm)	Composition ^c
Montmout			
Layer 1	21.9	0.55	Quartz: 93.5%, feldspar: 2%, clay: 4.5%
Layer 2	35	0.31	Quartz: 92%, feldspar: 2%, clay: 6%
Layer 3	33	0.21	Quartz: 81.5%, feldspar: 3.5%, clay: 15%
Layer 4	26.7	0.62	Quartz: 93.5%, feldspar: 2%, clay: 4.5%
Layer 5	34.3	0.27	Quartz: 92%, feldspar: 2%, clay: 6%
Boncavaï			
Coarse	27.3	0.64	Quartz: 95%, feldspar: 4.5%, clay: 0.5%
Fine	38.8	0.23	Quartz: 96.5%, feldspar: 3%, clay: 0.5%
Tresques	23.4	0.72	Quartz: 94.5%, clay: 5.5%

^a Porosity was measured by Mercury Injection Porosimetry (MIP).

^b Mean grain diameter was obtained by laser granulometer and completed by sieving method.

^c Sand composition was estimated by image analysis from SEM photomicrographs.

Boncavaï and Montmout quarries. In the Tresques quarry the two conjugate sets dip 50° to the north and south (Fig. 4). These conjugate sets show a dihedral angle close to 90° (see Table 2 for details) and no systematic cross-cutting relations were observed (Fig. 3b). Actually, intersections between the conjugate sets (Fig. 3c) are rare; typically only one dipping set is developed in any given part of an outcrop (Fig. 2). The number of bands per meter ranges between 30 and 35 in the most densely populated sand layers (5 b/m on average in the other sand layers) (Table 2). These sand layers show a fairly constant band density along the entire outcrop, except for some local zones with few or no bands, in particular in the Boncavaï quarry. The band spacing in these densely populated sand layers is 2.5 cm on average (Table 2), and 87% of the band spacing values fall between 0.5 cm and 5 cm (Fig. 5a). Band spacing greater than 10 cm were measured a few places, preserving local zones of nearly undeformed host rock within overall intensely deformed parts of these sand layers (Fig. 3a). No clear relationship was observed between sand layer thickness and band distribution.

The shear-enhanced compaction bands (SECBs) are preferentially located in specific sand layers within the sand-dominated unit, for example layer 4 in the Montmout quarry (Fig. 2). Unlike the normal sense shear-bands, which may cut an entire sand unit (Fig. 2), most SECBs stop at the boundaries between sand layers, in particular where gravel or clay is abundant in the adjacent layer (Fig. 3d). Greater densities of SECBs are observed in the coarse-grained and less porous sand layers whereas only a few bands are observed in the fine-grained and more porous sand layers (Fig. 2). Furthermore, the few bands that occur in fine-grained sand layers are often physically linked to bands in more deformed layers. For example, we observed that the few bands present in the fine-grained sand layer from the Boncavaï quarry can be traced continuously into the adjacent deformation band-rich sand layer (Fig. 3a and d). No SECBs are observed in the clay-rich sands (Fig. 2).

3.2. Band characteristics

Each band is observed as a single strand of deformed sand. The band characteristics are quite similar between the three quarries. Band thickness ranges from 0.1 cm to 3.6 cm and the cumulative thickness distribution curves show that 95% of the bands have thickness less than 2 cm (Fig. 5b). The mean thickness is close to 0.5 cm (see Table 2) and no large variation in thickness is observed along the bands. The length of the bands cannot be measured precisely because of the patchy distribution of exposures and the small outcrop size. With respect to global displacement – length relationship for deformation band systems (Schultz et al., 2008), we expect that the length of an isolated band would be several meters. However, these bands have numerous relay zones and eye structures formed during band interaction during growth (Fig. 3a). Such linked networks have a horizontal extent observed to exceed 35 m in the Boncavaï quarry. In contrast, the vertical extent of the bands cannot exceed 10 m because of the limited thickness of deformation band-bearing sand layers.

The deformation bands do not appear to offset the sedimentary lamination, which is obliquely cut by the bands (Fig. 3e). However, there is a component of band-perpendicular compaction ranging from 0.04 to 1.7 mm across individual bands that was estimated by the method described by Soliva et al. (in press) (Table 2). This compaction should induce an apparent normal shear offset of the lamination, which is never observed (Fig. 3e). Hence, the displacement effect of the compaction is assumed to be more or less canceled out by a band-parallel shear displacement of comparable magnitude. Together with the fact that the angle between bedding and the bands is relatively close to 45° (Fig. 4), this interpretation implies that the compaction and shear

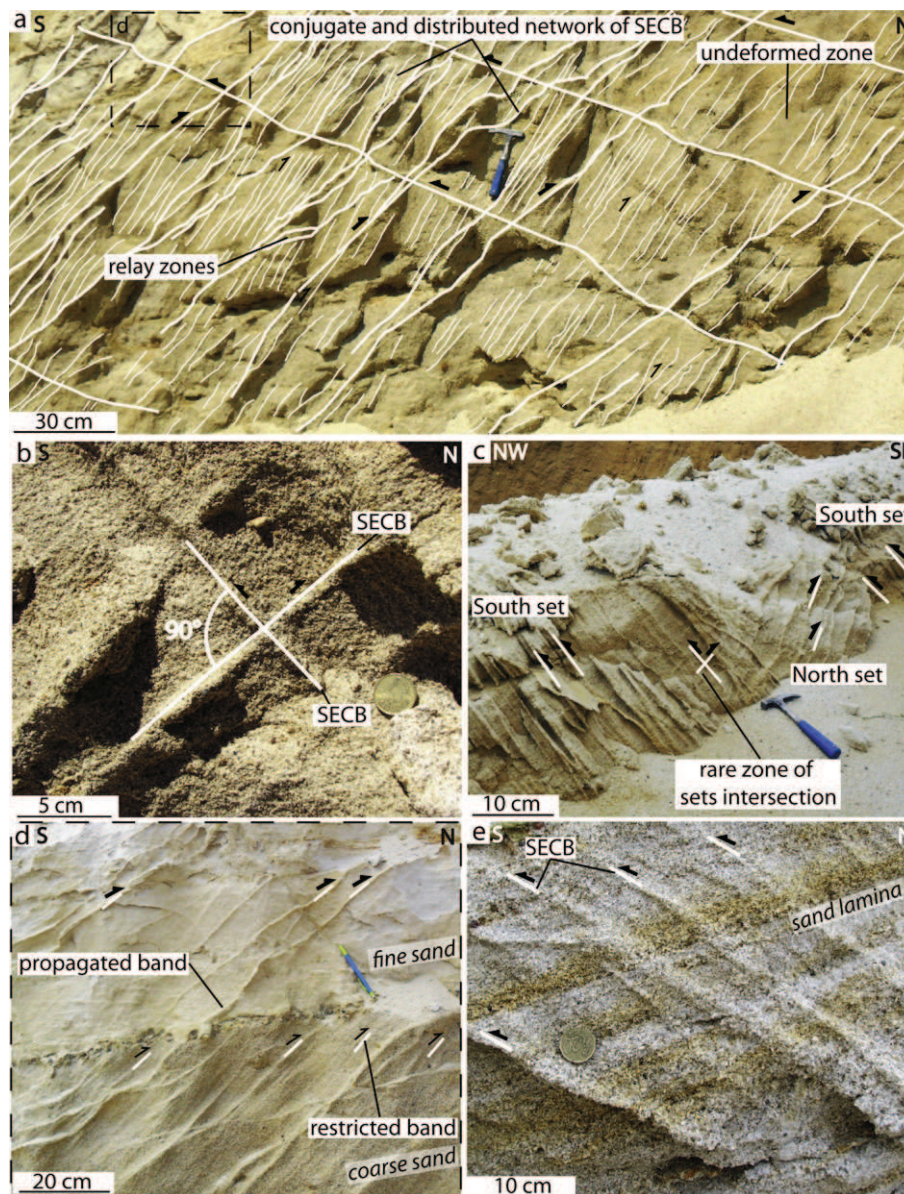


Fig. 3. a. Shear-enhanced compaction bands organized into distributed and conjugate network (Boncavaï quarry). b. The two dipping sets show a dihedral angle close to 90° (Boncavaï quarry). No consistent crosscutting relationships are observed between the two dipping sets. c. Example of rare region where the two sets coexist (Tresques quarry). d. Detailed view of the transition from coarse- to fine-grained sand (Boncavaï quarry). The few SECs observed in the fine-grained sand are linked to bands in the highly deformed layers. e. The SECs show no observable shear offsets of the sedimentary lamination.

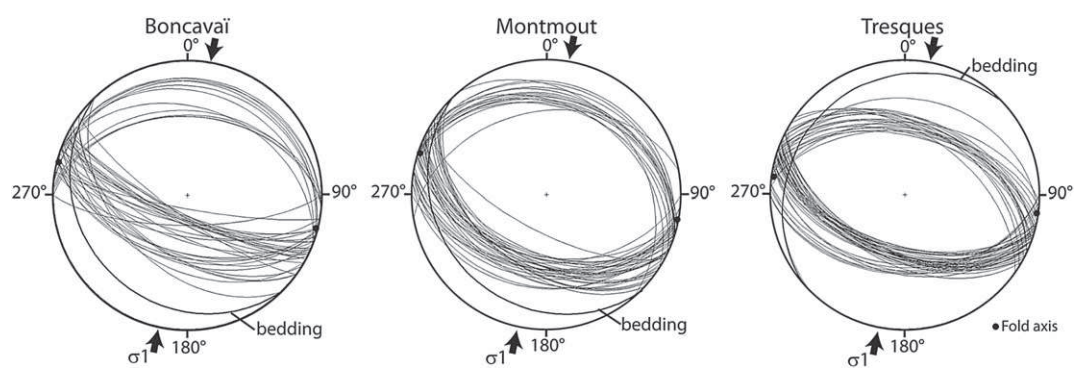


Fig. 4. Orientation of the SECs, bedding planes, and fold axis for the Boncavaï, Montmout, and Tresques quarries (lower hemisphere projection).

Table 2

Geometric data of the studied bands at each quarry. These characteristics were measured in the sand layers showing the greatest density of bands.

Quarry	Dihedral angle (°)	Band density (b/m)	Average spacing ^a (mm)	Average thickness ^b (mm)	Average compaction ^a (mm)
Montmout	80	34	24	4.4	0.26
Boncavaï	86	31	26	6.8	0.32
Tresques	96	31	25	6.9	0.28

^a 133, 95, and 156 thickness and compaction were measured in the Montmout, Boncavaï and Tresques quarries, respectively.

^b 132, 96, and 154 band spacing were measured in the Montmout, Boncavaï and Tresques, respectively.

components produced similar amounts of displacements, generally at the sub-millimeter scale. Following this line of evidence, the shear-displacement along these bands also ranges between 0.04 and 1.7 mm.

It should be noted that displacements at the submillimeter scale are hard to accurately quantify in these sands, so the shear strain estimate is considered an approximation. Regardless, this finding implies that the amount of shear-displacement increases with the band thickness, and an average ratio of shear-offset/thickness for the bands in the quarries can be estimated at $\approx 1/20$. Any additional strike-slip offset would be difficult to detect, but given the orientations of the conjugate sets of bands and their implications for the orientation of principal stress axes (Fig. 4), strike-slip offset is considered to be unlikely.

3.3. Relationship with the alterations

Alteration products (iron oxides and hydroxides) related to post-Oligocene (i.e. post band formation) meteoric water flow (Ballas et al., 2012) are found to selectively colorize the sands in the quarries. These mineral deposits formed at different depths corresponding to specific flow conditions: red laminations are related to downward flow of water under vadose conditions (Fig. 6a), orange volumes formed during later stages of ground-water drainage subject to water level variations (Fig. 6b), and Liesegang bands are associated with diffusive mass transfer under phreatic conditions (Fig. 6c) (Potter and Chan, 2011). The patterns associated with such mineral deposits with respect to deformation bands have been used in several studies to discuss the membrane seal potential of the bands for water flow (e.g. Taylor and Pollard, 2000; Eichhubl et al., 2004; Parry et al., 2004).

In the quarries in the South-East Basin we see little or no control of SECBs on the distribution of the alteration products. Rather, all cementation patterns pass through the bands without deflection or offset (Fig. 6a–c). Moreover, the bands are internally bleached or colored in a same way as the host rock. In contrast, normal-sense shear bands in the study area generally limit the alteration, as shown in Fig. 6b (also see Ballas et al., 2012).

4. Microstructures

4.1. Methods

18 polished thin-sections from blocks of the host rock and band samples impregnated by epoxy resin were examined by back-scattered electron imagery using a FEI Quanta 200 environmental scanning-electron microscope (SEM). Mosaics of SEM back-scattered electron images, with a gray-scale intensity range from 0 to 255, were obtained and used to calculate the *image analysis porosity* of the bands and the host rocks. The *relative amount of fractured grains* (%) and the *microfracture density* (f/mm²) were calculated using a square of 1×1 mm drawn on mosaics of SEM microphotographs. These textural characteristics are used to quantify and compare the grain-scale structures within and outside of the bands.

The grain-size distributions of host rock and deformation band samples from the different study sites and from different sand layers of the Montmout quarry (Fig. 2) have been measured using a Coulter LS 13 320 laser granulometer and complemented by sieving for the coarse grains (>1 mm in diameter). The grain size distribution has been used to discuss grain comminution and the intensity of cataclastic deformation within the bands.

Mapping of force chains and grain microfractures were performed on photographs of thin sections oriented perpendicular to the band. The force chains are observed as trains of aligned grains that are in contact, and these chains are considered to represent load-bearing structures within the granular framework (Eichhubl et al., 2010; Soliva et al., in press). These structures formed approximately parallel to σ_1 and will be used below to constrain the orientation of stresses and the timing of band formation.

4.2. Textural characteristics

The shear-enhanced compaction bands are millimeter- to centimeter-thick zones that show an increase in grain fracture as compared to the host sand (Fig. 7). Grain fracture is primarily observed at grain contacts and especially in feldspar grains (white

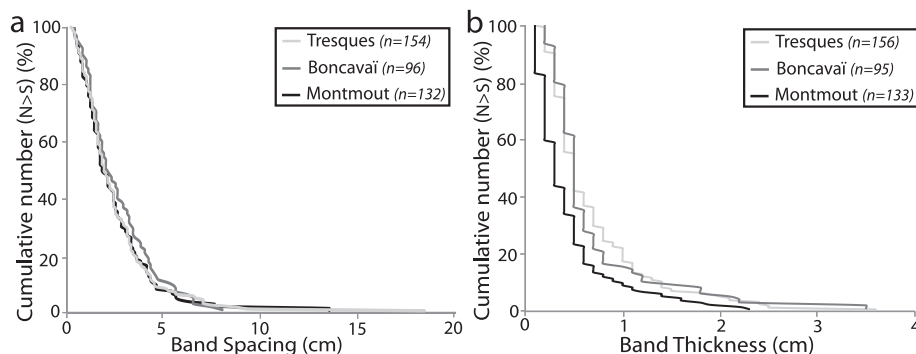


Fig. 5. a. Distribution of the band spacing. b. Distribution of the band thickness. (n is the number of counts). These parameters have been measured in the sand layers showing the greatest density of SECBs.

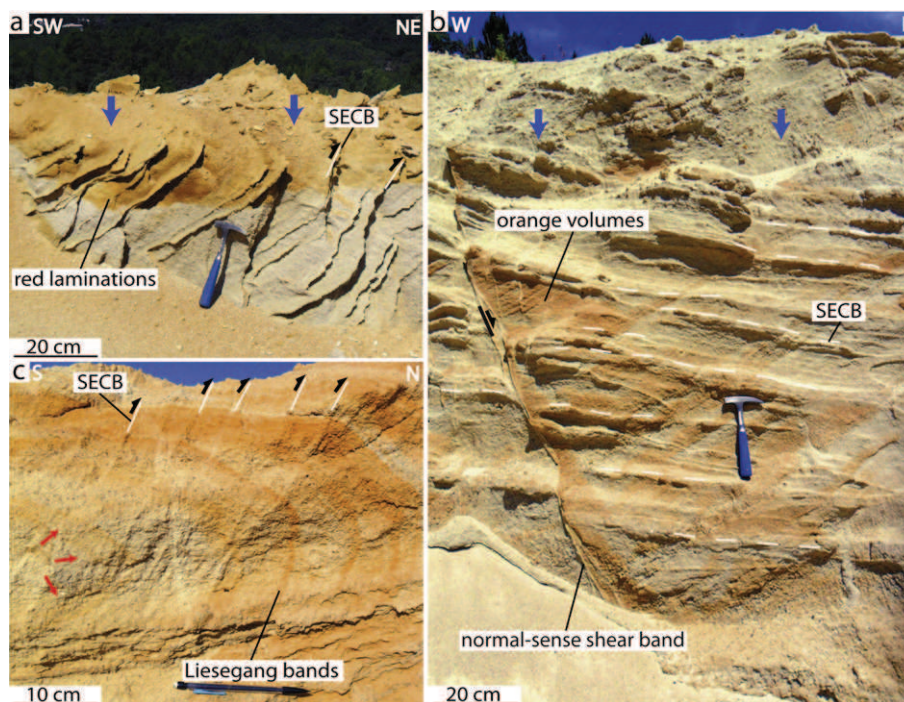


Fig. 6. Relationship between the SECBs and the alteration products associated with post-band meteoric water flow. a. Red lamination formed under vadose conditions. b. Orange volumes induced by ground-water storage. c. Liesegang bands formed under phreatic conditions. Blue and red arrows show the water and the diffusive flow directions, respectively. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

grains in SEM photomicrographs, Fig. 7). No compaction and only slight grain comminution are observed, which make it difficult to identify these bands under the microscope. These bands show quite diffuse borders with the surrounding sand, which also contain some fractured grains (Fig. 7a and c). No significant variation in textural characteristics was observed with respect to band thickness and dip in the Boncavaï quarry (see Fig. 7b and c to compare two thin and thick bands). Similarly, no differences in textural characteristics were observed between the bands from the different sites (see Fig. 7a and c to compare bands with similar thickness but sampled in different quarries).

Even though the amount of fractured grains is high (75%) in the host rock, it is clearly higher in the bands (85–90%) (Fig. 8a). Similarly, the microfracture density is greater within the bands than in the host rock by about 4 fractures/mm², showing an increase from ca. 6 fractures/mm² in the host rock to 8.6–13.8 fractures/mm² in the band (Fig. 8a). The amount of fractured grains and the microfracture density are similar for thin and thick bands (Fig. 7b and c).

SECBs show a somewhat lower porosity than the surrounding host rock. This porosity reduction is consistently reduced from 28% in the host rock to 24% in the band for all the quarries (Fig. 8b). Some large-sized (millimeter-size) pores observed in the host rock microstructure are located within the bands. Rare examples of more strongly deformed SECBs, showing band porosity around 20%, are observed (right-hand outlayer in Fig. 8b).

The grain size distribution curves obtained from the bands are close to that obtained from the host rock (Fig. 9). The bands and the host rocks are composed of large grains with diameter ranging between 0.2 and 1.5 mm. A small increase in the amount of grains with size ranging between 0.2 mm and 0.5 mm and a similarly small reduction in the amount of the largest grain fraction (diameter close to 1 mm) are observed in the bands. This grain-size reduction is therefore revealed by a decrease in the median grain

size (Fig. 9b–d). On average, this reduction ranges from 0.524 mm in the host rock to 0.456 mm in the band. This modest grain-size reduction is consistent with the finding that the bands contain less than 10% cataclastic material (particles having diameters < 10% of the modal grain diameter of the host sand) (Figs. 7 and 9). Following the terminology proposed by Sibson (1977), these SECBs are classified as crush microbreccia (e.g. Scholz, 1990).

The force chains around the SECBs are oblique to the band (see Fig. 7 and Fig. 10a). These force chains statistically make an angle of 30°–50° to the band, with an average angle (α_m) about 45° (Fig. 11a). Each force chains consists on average of 3–4 grains (Fig. 10a), and their length ranges from 0.3 to 4 mm with an average of 1.3 mm. These results are similar for bands from the different quarries. Microfractures are developed at grain contacts consistent with Hertzian contacts (Fig. 7d and Fig. 10b). These grain microfractures are oriented subparallel to the force chains, ranging from 30° to 50° to the band (Fig. 11b). A difference in microfracture orientation by a few percent is sometimes observed between grains in the bands and grains outside the bands, with the average microfracture angle within the bands being slightly greater (up to 50° to the band). The orientations of grain microfractures in the host rock sampled far from the bands are similar to the microfracture orientations measured close to the bands.

5. Petrophysical properties

5.1. Methods

Porosity, specific surface area and distribution of pore access radius, which ranges from 0.003 to 215 μm , were obtained by Mercury Injection Porosimetry (MIP) using a Micromeritics Pore-Sizer Autopore IV porosimeter. The median pore access radius (R_{50}) corresponding to the pore access radius for which 50% of the pore volume is reached by the mercury, was used and plotted against

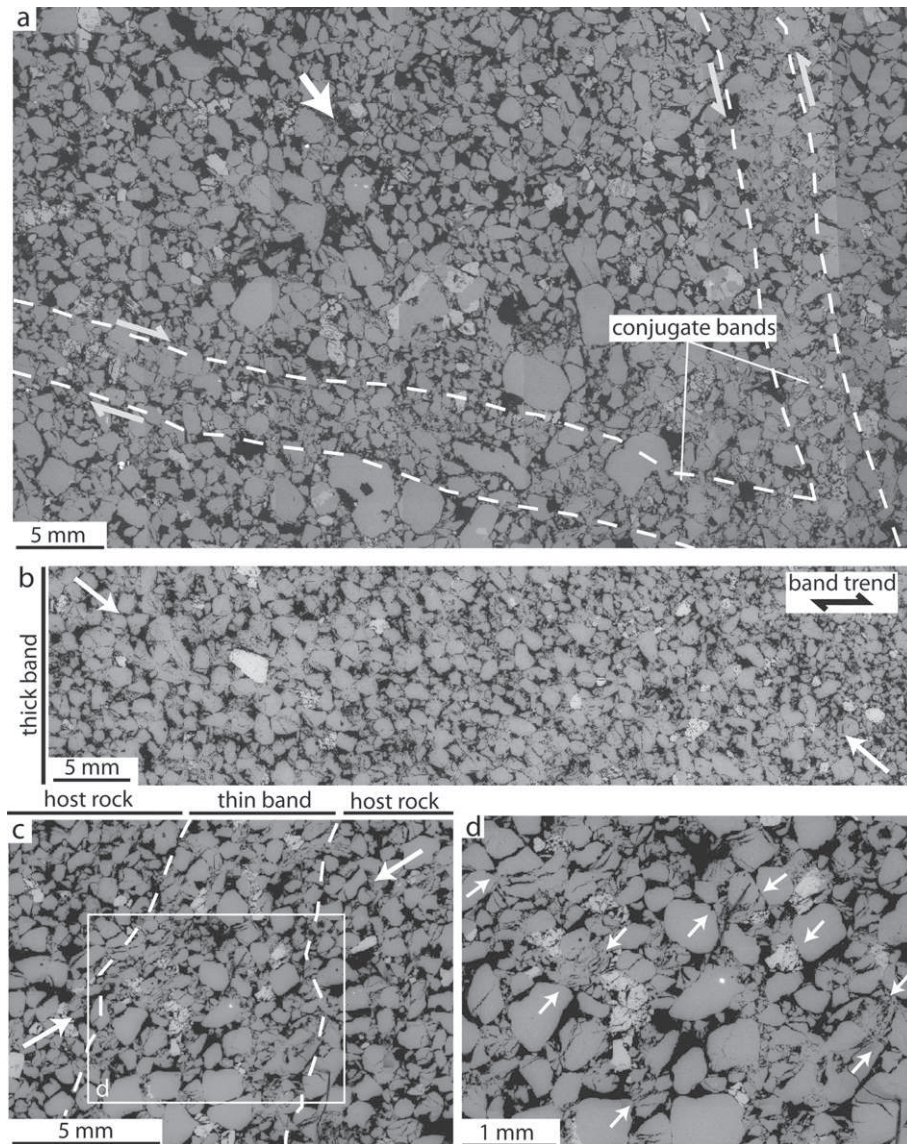


Fig. 7. a. Photomicrographs of the conjugate SECBs from the Montmout Quarry. b. Photomicrograph of the internal structure of a thick SECB from the Boncavaï quarry. c. and d. Detailed view and close-up of the microstructure of a thin SECB from the Boncavaï Quarry. White arrows show the direction of σ_1 at the time of band formation. Dashed lines are band boundaries.

porosity (Fig. 12a) to quantify the porous network changes within the deformation bands. 29 measurements were made on host rock and band samples for the three different sites. Permeability (k) was estimated using the Kozeny–Carman law (1) described in Torabi et al. (2008) for image analysis.

$$k = \phi^2 / cFs^2 \quad (1)$$

where ϕ the porosity, c is a constant related to pore geometry that equals 2 for pores having a circular cross-section, F is the formation factor ($F = \phi^{-m}$ where $m = 1.5$ for uncemented rocks) and s is the specific surface area calculated from MIP data, assuming a cylindrical pore model. These calculated permeability values were calibrated by gas permeability measurements on cores of normal-sense shear bands (see Ballas et al., 2012, for permeability calibration).

Transmissibility multiplier (T) of the deformed sand layers was calculated from equation (2) of Manzocchi et al. (1999) for fluid-flow simulation models. The reservoir transmissibility multiplier

equals 1 for undeformed sand layers and approximates 0 with the presence of impermeable structure. This transmissibility multiplier is expressed as:

$$T = \left[1 + \left(t_f / L \right) \left((k_m - k_f) / k_f \right) \right]^{-1} \quad (2)$$

where t_f / L is the band thickness/layer thickness ratio, k_m is the host rock permeability, and k_f the average band permeability. A t_f / L ratio of 0.2 was used for the highly deformed sand layers.

5.2. Porosity and porous network

Shear-enhanced compaction bands are zones of reduced porosity in the sands. This reduction in porosity is very similar for the different sites, i.e. from 28% in the host rock to 24% in the bands of the Boncavaï quarry, from 27% in the host rock to 24% in the bands of the Montmout quarry, and from 24% in the host rock to 21% in the bands of the Tresques quarry (Fig. 12a). Porosity was

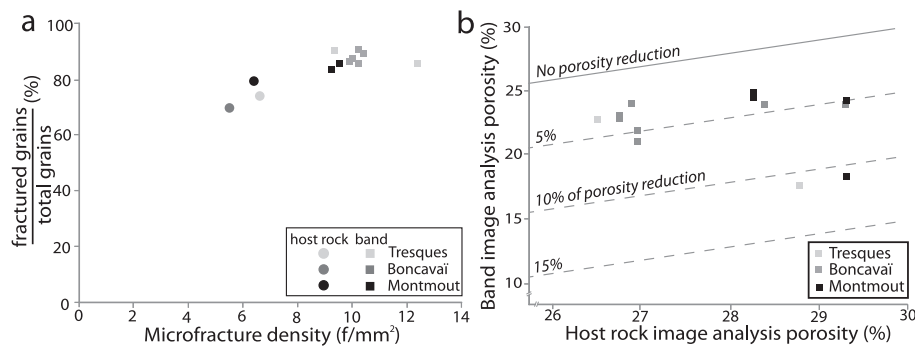


Fig. 8. a. Plot of the fractured grains ratio vs. the microfracture density. b. Plot of the band image analysis porosity vs. host rock image analysis porosity.

also measured in bands in more porous and fine-grained sand layers at the Montmout quarry, and these bands show a porosity reduction from 35% in the host rock to 27% in the bands. This porosity reduction is greater than the porosity reduction in the bands of the less porous and coarse-grained sands. All together, these porosity reductions are less than 8%. We also observe a close correlation between mercury porosity and image analysis porosity (see Section 4.2).

Mercury injection data show a pore network within the bands that is composed of smaller access radii than in the host rock. The distribution curves for pore access radius (not shown here) reveal a pore access decrease within the bands. This reduction is confirmed by a decrease of the median pore access radius from 44 μm in the host rock to 33 μm in the bands of the Boncavaï quarry, and from 45 μm in the host rock to 27 μm in the bands of the Montmout and Tresques quarries (Fig. 12a). The reduction of the median pore access radius (R_{50}) remains limited, i.e. 36 μm of R_{50} reduction in the higher-strain bands from the Tresques quarry. The porous network of SECBs is therefore typified by large pore throats.

5.3. Permeability and transmissibility

The shear-enhanced compaction bands studied here show lower permeability values than the host sands. We observed

a permeability reduction ranging from 0 to 1.2 orders of magnitude from host rocks to bands (Fig. 12b). For the Boncavaï quarry, permeability was estimated across bands with different dips and thicknesses, showing a reduction in permeability of about 0.5 order of magnitude for each measured band, i.e. the host rock permeability is about 1770 mD, and the band permeability ranges from 652 mD to 1596 mD. This result shows that band thickness and dip have no control on permeability. In the Montmout and Tresques quarries, some bands show permeability reduction in excess of 1 order of magnitude (Fig. 12b). A close investigation of these bands show that these cases of greater permeability reduction are associated with more intense microfracture, a higher level of grain comminution and a higher porosity reduction. Altogether, however, the reduction in permeability in the deformation bands is relatively small, rendering the shear-enhanced compaction bands as highly permeable structures.

The presence of the SECBs reduces the reservoir transmissibility. The transmissibility multipliers calculated for the highly deformed sand layers of the Boncavaï, Montmout and Tresques quarries are about 0.92, 0.61, and 0.81, respectively. However, the transmissibility reduction calculated for the coarse-grained sand layers of the Montmout quarry (0.61) seems overestimated because it is based on only one band permeability estimate and shows one of the greatest permeability reductions for this study at about 1 order of

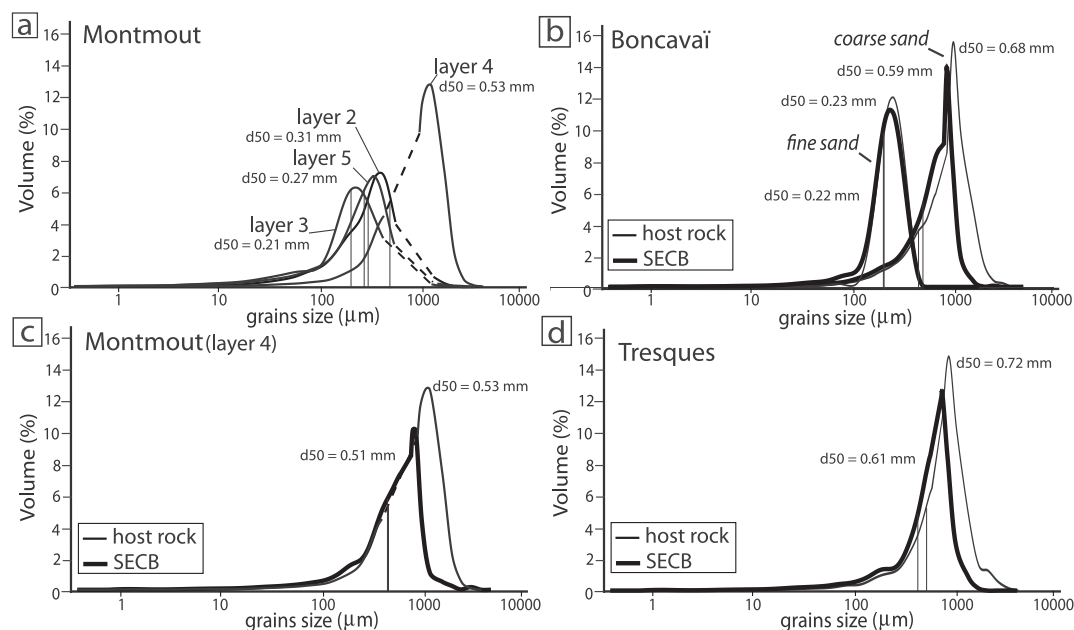


Fig. 9. a. Grain-size distributions of the different sand layers at Montmout quarry. b, c, and d. Grain-size distributions of the host rock and bands at the Boncavaï, Montmout and Tresques quarries.

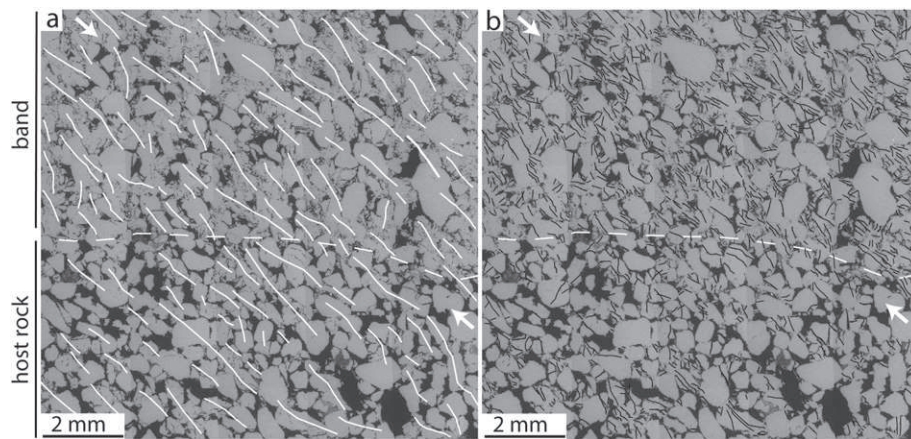


Fig. 10. Maps of force chains (a) and grain microfractures (b) on SEM photomicrograph of a SECB from a coarse-grained sand at the Tresques Quarry.

magnitude, which is probably not representative for all bands of this quarry. The transmissibility reduction induced by the presence of the SECBs in the more strongly deformed sand layers ranges between 10% and 20%. The transmissibility of the fine-grained sand cannot be calculated because of the variability of the band distribution in these layers.

6. Discussion

6.1. Timing and shallow burial conditions

The orientation of bands and folds are consistent with the regional Pyrenean stress field (Fig. 4), which from various

contractional structures is determined to have a horizontal and N-S oriented σ_1 axis and a vertical σ_3 axis. In this stress field, the shear-enhanced compaction bands can be interpreted as Andersonian conjugate systems with σ_1 axis oriented parallel to the bedding and normal to the line of band intersection, and showing force chains oblique to the bands by an angle of 37–55° (Olsson, 2000; David et al., 2001; Eichhubl et al., 2010). In the Tresques quarry, located in the hinge of the Sabran Syncline, the band organization (Fig. 3a, d and Fig. 4) and the orientation of the force chains (Fig. 10) are consistent with a horizontal σ_1 . In contrast, in the Boncavaï and Montmout quarries bedding dips 20° S, the bands dip about 70° S and 30° N, and the force chains dip 20° (Figs. 10 and 11). These relations are consistent with a horizontal σ_1 at the time of band formation, which happened before or at the initial stages of folding (Fig. 13a and b), and a 20° southward tilting of bands and bedding related to the Mondragon anticline development (Fig. 13c).

The shear-enhanced compaction bands formed at quite shallow burial conditions. Given that the bands formed before the fold formation, which implies that Miocene and recent deposits should not be included in the burial depth estimation for the time of band formation, only the upper Cretaceous deposits above the Turonian sand-dominated unit (160 m of Turonian; 150 m of Santonian; 50 m of Coniacian) and potentially thin Paleocene-Eocene deposits should be included (Sornay, 1950; Ferry, 1997). This approach indicates that the SECBs form at about 400 m \pm 100 m. As proposed by Soliva et al. (in press), shallow burial conditions coupled with coarse-grained porous sands and contractional tectonics promote the formation of shear-enhanced compaction bands (with a low ratio of shear to compaction) rather than the more common shear-dominated type of deformation bands.

6.2. Implications for sandstone reservoirs

Shear-enhanced compaction bands do not involve sufficient grain-scale deformation and related permeability reduction to control subsurface fluid flow. The bands consist of crush microbreccia characterized by a microclast proportion that amounts to less than 10%, a small grain-size reduction (Fig. 9), and a high microfracture density (Fig. 7, Fig. 8a and Fig. 10b). Grain shape is also generally preserved and the porous network shows only small reductions of porosity and pore throat size (Fig. 12a). These reductions are smaller than those commonly observed in cataclastic shear bands (Antonellini and Aydin, 1994; Tueckmantel et al., 2010). In general, the main porosity-reducing process in cataclastic bands is the infilling of pores by small grain fragments produced by grain comminution (Antonellini and Aydin, 1994;

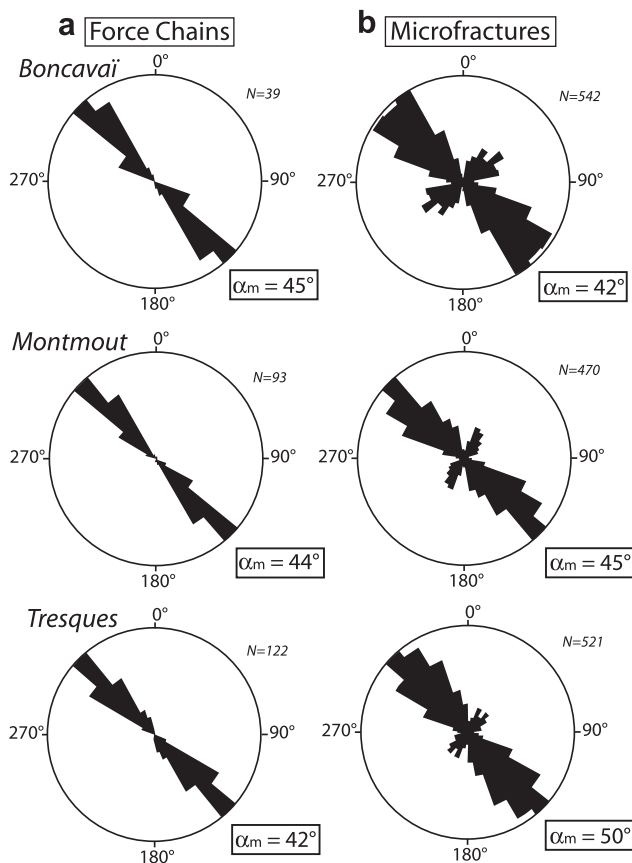


Fig. 11. Rose diagrams showing the trends of force chains (a) and grain microfractures (b).

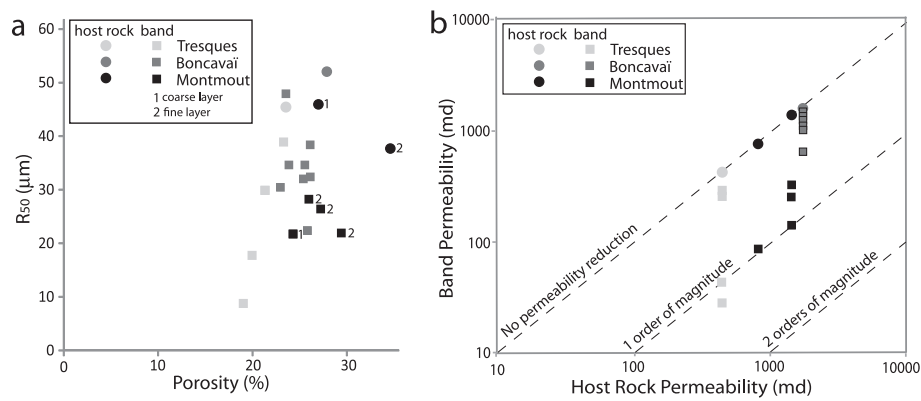


Fig. 12. a. Plot of the porosity vs median pore access radius (R_{50}). b. Permeability of deformation bands in relation to the surrounding host rock. Permeability has been calculated on band of centimeter scale using the Kozeny–Carman law.

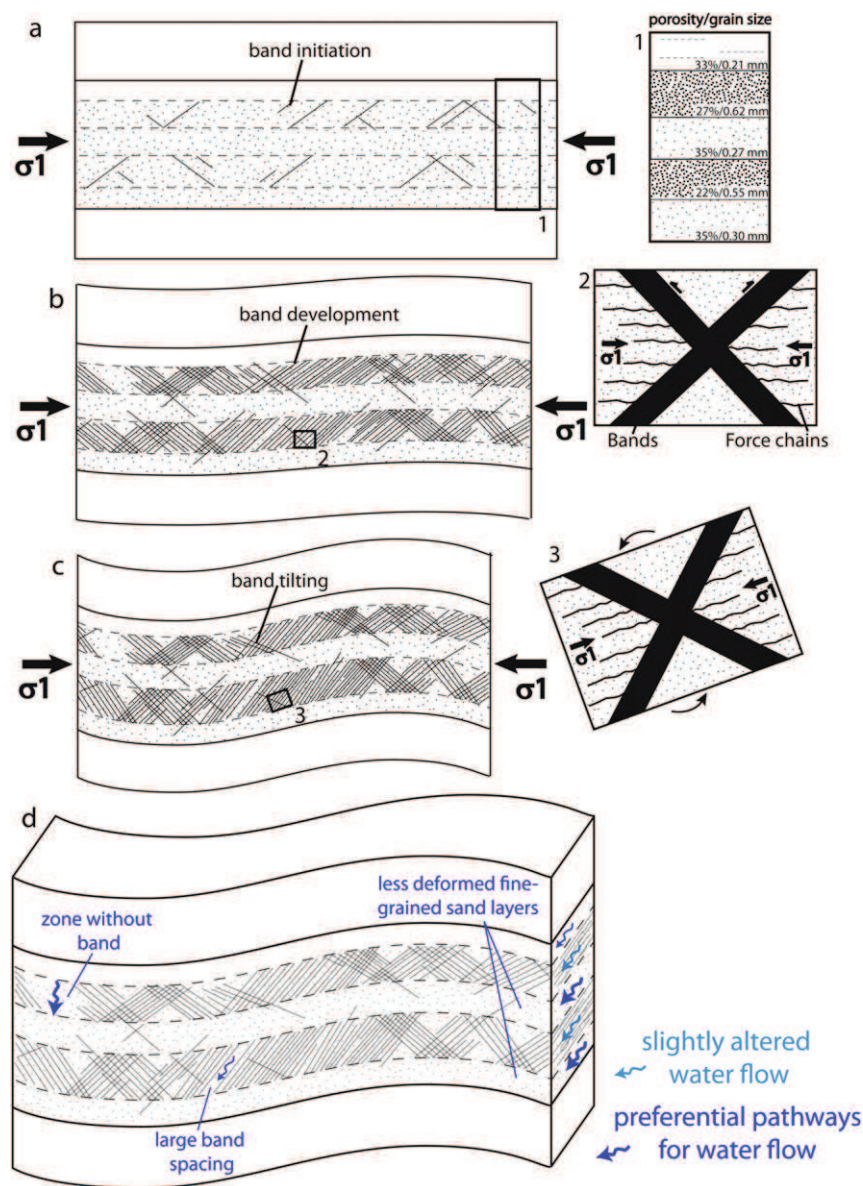


Fig. 13. Schematic illustration of the history of bands and folds. a. Initiation of SECBs at the beginning of the Pyrenean contraction, (1) shows the characteristics of the sand layers. b. Band development in coarse-grained sand layers at the initiation of fold formation, (2) shows the conjugate bands and the force chains. c. Tilting of bands in the fold limbs, (3) shows the tilting of bands and force chains at the microscale. d. Schematic diagram showing the relationship between the band network architecture and fluid flow in a reservoir setting. Note that layer thickness is exaggerated relative to the fold size.

David et al., 2001; Ballas et al., 2012) (excluding here any secondary cementation processes). In our case the presence of large pores implies that the microstructure of these SECBs is only slightly altered and suggests that large pore collapse has not occurred in these bands. The permeability reduction measured across the shear-enhanced compaction bands in Provence is rarely greater than 1 order of magnitude (Fig. 12b), and these bands show no influence on the localization of later alteration products (Fig. 6). These features suggest that the SECBs did not restrict the flow of the meteoric water responsible for the alteration. Hence, the patterns are not merely a result of fluids being able to flow within or along the bands. A complementary study focusing on the normal-sense shear bands in the Boncavaï quarry suggests a threshold of permeability reduction at around 2 orders of magnitude between bands limiting the alteration products and bands that do not (Ballas et al., 2012). Our SECBs involve too little cataclasis (crush microbreccia) to significantly modify the porous network of the sand, and are therefore too permeable to control the localization of the alteration products and to impact the flow of water under vadose and phreatic conditions.

The presence of Provence-type SECBs in a reservoir setting seems to represent limited concern for reservoir management. Sternlof et al. (2006) have, by flow simulation models, explored the impact of the compaction bands of Valley of Fire on fluid flow, finding a mild directional component to the pressure effect and pronounced tendency for fluid flow along the band trend. However, the 10–20% reduction of the reservoir transmissibility imposed by the SECBs of Provence seems too small to significantly affect fluid flow. This conclusion is corroborated by the flow simulations realized by Rotevatn et al. (2009) for deformation bands with permeability reduction less than 1 order of magnitude in a relay ramp. Small effects induced by the presence of Provence-type SECBs, such as an increase of flow tortuosity that involves band-parallel channeling of fluids and a delayed water breakthrough, cannot be totally excluded. However, a comprehensive flow simulation analysis would be needed to consider their field-specific effect during fluid injection or withdrawal for a reservoir containing such SECBs.

The specific occurrence of the shear-enhanced compaction bands in coarse-grained and less porous sandstone layers implies that the fine-grained and more permeable layers of the sandstone reservoir, unaffected by deformation bands, can constitute pathways for fluid flow (Fig. 13d). This observation supports the idea that grain size strongly influences band localization in sands, in agreement with field-based observations made by Antonellini et al. (1994), Mollema and Antonellini (1996), Schultz et al. (2010), and Fossen et al. (2011), and with mechanical testing results reported by Wong et al. (1997), Baud et al. (2004), and Fortin et al. (2005). Furthermore, the sand layers with high band density, i.e. with bands making up 17–22% of the cross-sectional surface of these layers, contain some up to several meters long parts that lack deformation bands or show unusually large band spacing. Clearly such intervals can constitute preferential pathways for fluid flow parallel to the strike of the bands within the sand layer with the greater band density (Fig. 13d).

6.3. Comparison with similar bands in the western US

Pure and shear-enhanced compaction bands have been described in Jurassic Navajo and Aztec Sandstones in the western United States, notably in the Buckskin Gulch area in southernmost Utah (Mollema and Antonellini, 1996; Schultz et al., 2010; Fossen et al., 2011) and in the Valley of Fire State Park in SE Nevada (Sternlof et al., 2005, 2006; Aydin and Ahmadov, 2009; Eichhubl et al., 2010). The shear-enhanced compaction bands of Valley of

Fire localized bleaching due to meteoric water flow in oxidized rock in vadose conditions and therefore act as membrane seals in this context (e.g. Eichhubl et al., 2004) (Fig. 14a). In contrast, the SECBs in Provence did not localize or compartmentalize staining/bleaching patterns. It is therefore interesting to compare these two types of SECBs to understand why they differ in their influence of groundwater flow.

The SECBs in the Valley of Fire (VoF) show an organization that is quite similar to that observed in Provence, i.e. conjugate and distributed networks, no apparent shear offset and a similar range in thickness (Sternlof et al., 2004; Eichhubl et al., 2010). However, the VoF shear-enhanced compaction bands are less densely spaced (mean band spacing about 16 cm in VoF versus 2.5 cm in Provence), more sinuous, and more cohesive than the Provence ones (e.g., Sternlof et al., 2004) (Fig. 14a). Pressure solution at grain contacts and cataclastic deformation were inferred from the microstructure of VoF bands (Fig. 14b). Quartz cementation was also described by Eichhubl et al. (2010) and interpreted to be potentially synchronous with the band formation. Together, these inferences suggest that the burial depth estimated at the time of deformation (i.e. 0.54–1.1 km by Schultz (2009) and 0.75 km by Eichhubl et al. (2010)) were sufficient to activate quartz pressure-solution. In a common geothermal gradient, this range of depth would imply a temperature of $\sim 30^\circ$, which could be considered as unexpected since this process has been documented to be significant only at temperatures in excess of $80\text{--}90^\circ$ (Renard et al., 1997). A second interpretation would be to postulate post-deformation diagenesis at burial conditions of 2–3 km underneath the Cretaceous thrust sheet, an interpretation that would help to explain observations of preferred quartz overgrowth along grain fracture surfaces (e.g. Fisher and Knipe, 2001).

These solution-precipitation processes dramatically affect the porous network structure, imposing a significant decrease in the pore access radii and the connected porosity (Sun et al., 2011). Dissolution–cementation is therefore a process that created a reduction in permeability in the SECBs of Valley of Fire of more than 2 orders of magnitude based on the methodology explained in Section 5.1 (Fig. 14c). These values are consistent with the permeability measured by Fossen et al. (2011) on the SECBs from the Buckskin Gulch area. The Buckskin Gulch SECBs also show an abundance of structures related to grain-contact dissolution and the sandstone has experienced a maximum burial depth close to 2 km (Fossen et al., 2011). However, the permeability measurements that we determined for SECBs from VoF are more than 1 order of magnitude greater than those reported by Sun et al. (2011) from the same area (Fig. 14c). This difference could be due to (1) the different methods used for the permeability measurements, which were based on two-dimensional tomographic images and numerical method for Sun et al. (2011) versus the Kozeny–Carman law for this paper; and/or (2) local differences in the amount of deformation and cementation/solution in the sampled bands.

The dissolution–cementation process and the related 2 orders of magnitude permeability reduction identified in SECBs of Valley of Fire explain why they acted as membrane seals for meteoric water flow. In the SECBs of Provence, permeability reduction is rarely more than 1 order of magnitude (Fig. 12a). This permeability reduction is similar to the bed-parallel compaction bands described by Aydin and Ahmadov (2009) (Fig. 14c). The SECBs of Provence and the bed-parallel compaction bands from the VoF show no evidence of control on water flow. Altogether, this comparative analysis allows us to identify a threshold value of 2 orders of magnitude of permeability reduction for the SECBs above which they may significantly influence subsurface water flow (e.g. Ballas et al., 2012). This comparative analysis underscores the role of burial depth or specific P–T conditions at the time of band formation, and

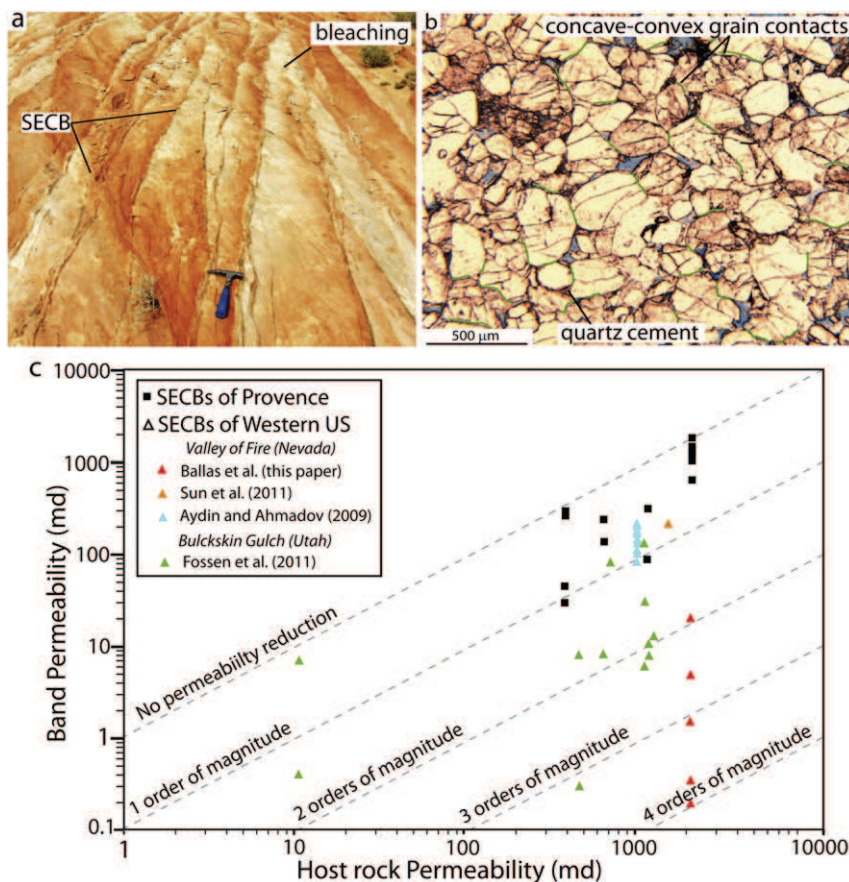


Fig. 14. a. Shear-enhanced compaction bands from the Valley of Fire (VoF) State Park. b. Photomicrograph of a SECB from VoF. c. Plot of band permeability vs. host rock permeability. The SECBs from the VoF State Park show greater reduction in permeability than those from the Buckskin Gulch area than Provence.

the effect of post-deformation diagenesis on the sealing properties of deformation bands.

7. Conclusions

This study shows that conjugate networks of shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions ($400 \text{ m} \pm 100 \text{ m}$) during the Pyrenean contraction phase that also involved fold development. The bands are organized into conjugate and densely distributed networks preferentially located within the coarse-grained and less porous sand layers. Microtexturally, these bands classify as crush microbreccia as they are characterized by modest grain comminution and compaction, and a large microfracture density. The relatively low intensity of cataclastic deformation in these bands causes relatively small petrophysical property changes (3–8% reduction in porosity, 0–1 order of magnitude reduction in permeability) as compared to many other cataclastic shear band populations. These bands have no impact on the alteration products, which suggests that they impose no significant control on water flow under vadose and phreatic conditions. Hence, the microstructural deformation and the related petrophysical property variations induced by these SECBs are too small to significantly affect the reservoir transmissibility multiplier (10% and 20% reduction in transmissibility), and too confined to specific layers to compartmentalize the sandstone reservoir.

A comparison with similar bands in the US suggests that SECBs can be significant membrane seal barriers for deeper burial conditions ($\geq 1 \text{ km}$), where pressure-solution and cementation processes trigger greater porosity and permeability reductions. This interpretation implicitly suggests that the burial depth, including

the post-deformational burial history that can involve secondary cementation and dissolution, is a very important aspect to consider during the evaluation of the sealing potential of SECBs and deformation bands in general.

Acknowledgments

This work was supported by the Laboratory of Geosciences Montpellier and by AREVA NC, which are gratefully acknowledged. Additional support to Fossen and Skurtveit was provided through the IMPACT (429 207806/E20) and COPS projects funded by the Research Council of Norway and Statoil. We would like to thank Delorme, Veolia, and Sablex NC for giving us access to their quarries. We thank L. Zuluaga, and R.A. Schultz for their valuable assistance during the US field trip. Doriane Delmas and Christophe Nevado are thanked for the preparation of the thin-sections. Thoughtful reviews by unknown reviewers together with helpful editorial comments from William Dunne improved the contents of this paper.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data related to this article can be found at <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.11.008>.

References

- Antonellini, M.A., Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in sandstones, petrophysical properties. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 355–377.

- Antonellini, M.A., Aydin, A., Pollard, D.D., 1994. Microstructures of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *Journal of Structural Geology* 16, 941–959.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., 1995. Effect of faulting on fluid flow in sandstones, geometry and spatial distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 642–671.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. *Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation*. *Tectonophysics* 25, 139–171.
- Aydin, A., 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics* 116, 913–930.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology* 28, 83–98.
- Aydin, A., Ahmadv, R., 2009. Bed-parallel compaction bands in aeolian sandstone: their identification, characterization and implications. *Tectonophysics* 479, 277–284.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Benedicto, A., Cavailhes, T., Raynaud, S., 2012. The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone (Provence, FRANCE). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 96, 2167–2186.
- Baud, P., Klein, E., Wong, T.-F., 2004. Compaction localization in porous sandstones: spatial evolution of damage and acoustic emission activity. *Journal of Structural Geology* 26, 603–624.
- David, C., Menendez, B., Zhu, W., Wong, T.-F., 2001. Mechanical compaction, microstructures and permeability evolution in sands. *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 26, 45–51.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud – Est de la France: Stratigraphie et paléogéographie. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Mémoire 215, Orléans.
- Du Bernard, X., Eichhubl, P., Aydin, A., 2002. Dilation bands: a new form of localized failure in granular media. *Geophysical Research Letters* 29 (24), 2176.
- Eichhubl, P., Taylor, W.L., Pollard, D.D., Aydin, A., 2004. Paleofluid flow and deformation in the Aztec sandstone, at the Valley of Fire, Nevada – evidence for the coupling hydrogeological, diagenetic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin* 116, 1120–1136.
- Eichhubl, P., Hooker, J., Laubach, S.E., 2010. Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. *Journal of Structural Geology* 32, 1873–1886.
- Ferry, S., 1997. Apport des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne. In: *Etude du Gard Rhodanien* (Ed.), Actes des Journées Scientifiques CNRS/ANDRA. EDP sciences, Bagnols-sur-Cèze, pp. 63–91.
- Fisher, Q.J., Knipe, R.J., 2001. The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology* 18, 1063–1081.
- Fortin, J., Schubnel, A., Guéguen, Y., 2005. Elastic wave velocities and permeability evolution during compaction of Bleurswiller sandstone. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 42, 873–889.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society, London* 164, 755–769.
- Fossen, H., Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 91, 1685–1700.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Torabi, A., 2011. Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 33, 1477–1490.
- Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24, 1–20.
- Manzocchi, T., Walsh, J.J., Nell, P., Yielding, G., 1999. Fault transmissibility multipliers for flow simulation models. *Petroleum Geoscience* 5, 53–63.
- Mollema, P.N., Antonellini, M.A., 1996. Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. *Tectonophysics* 267, 209–228.
- Ogilvie, S.R., Glover, P.W.J., 2001. The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 129–142.
- Olsson, W.A., 2000. Origin of Lüders' bands in deformed rock. *Journal of Geophysical Research* 105, 5931–5938.
- Parry, W.T., Chan, M.A., Beitler, B., 2004. Chemical bleaching indicates episodes of fluid flow in deformation bands in sandstone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88, 175–191.
- Potter, S.L., Chan, M.A., 2011. Joint controlled fluid flow patterns and iron mass transfer in Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, USA. *Geofluids* 11, 184–198.
- Renard, F., Ortoleva, P., Gratier, J.-P., 1997. Pressure solution in sandstones: Influence of clays and dependence on temperature and stress. *Tectonophysics* 280, 257–266.
- Rotevatn, A., Tveranger, J., Howell, J.A., Fossen, H., 2009. Dynamic investigation of the effect of a relay ramp on simulated fluid flow: geocellular modeling of the Delicate Arch Ramp, Utah. *Petroleum Geoscience* 15, 45–58.
- Saillet, E., 2009. La localisation de la déformation dans les grès poreux: caractérisation d'un analogue de réservoir gréseux et faillé dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France. Ph.D. thesis. University of Nice-Sophia Antipolis.
- Saillet, E., Wibberley, C.A.J., 2010. Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France. *Journal of Structural Geology* 32, 1590–1608.
- Sanchis, E., Seranne, M., 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès basin, southern France. *Tectonophysics* 322, 219–242.
- Scholz, C.A., 1990. *Mechanics of Earthquake and Faulting*. Cambridge University Press.
- Schultz, R.A., Siddharthan, R., 2005. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics* 411, 1–18.
- Schultz, R.A., Soliva, R., Fossen, H., Okubo, C.H., Reeves, D.M., 2008. Dependence of displacement-length scaling relations for fractures and deformation bands on the volumetric changes across them. *Journal of Structural Geology* 30, 1405–1411.
- Schultz, R.A., 2009. Scaling and paleodepth of compaction bands, Nevada and Utah. *Journal of Geophysical Research* 114, 13.
- Schultz, R.A., Okubo, C.H., Fossen, H., 2010. Porosity and grain size controls on compaction band formation in Jurassic Navajo Sandstone. *Geophysical Research Letters* 37, L22306. <http://dx.doi.org/10.1029/2010GL044909>.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133, 191–213.
- Soliva, R., Schultz, R.A., Ballas, G., Taboada, A., Wibberley, C.A.J., Saillet, E., Benedicto, A., in press. A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties; new insight from Provence (SE France). *Journal of Structural Geology*.
- Sornay, J., 1950. Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. Ph.D. thesis. University of Grenoble.
- Sternlof, K., Chapin, J.R., Pollard, D.D., Durlafsky, L.J., 2004. Effective permeability in sandstone containing deformation band arrays. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88, 1315–1329.
- Sternlof, K., Rudnicki, J.W., Pollard, D.D., 2005. Anticrack inclusion model for compaction bands in sandstone. *Journal of Geophysical Research* 110, B11403.
- Sternlof, K., Karimi-Fard, M., Pollard, D.D., Durlafsky, L.J., 2006. Flow and transport effects of compaction bands in sandstone at scales relevant to aquifer and reservoir management. *Water Resources Research* 42, W07425.
- Sun, W., Andrade, J.E., Rudnicki, J.W., Eichhubl, P., 2011. Connecting microstructural attributes and permeability from 3D tomographic images of in situ shear-enhanced compaction bands using multiscale computations. *Geophysical Research Letters* 38, L10302.
- Taylor, W.L., Pollard, D.D., 2000. Estimation of in situ permeability of deformation bands in porous sandstone, Valley of Fire, Nevada. *Water Resources Research* 36, 2595–2606.
- Torabi, A., Fossen, H., Alaei, B., 2008. Application of spatial correlation functions in permeability estimation of deformation bands in porous rocks. *Journal of Geophysical Research* 113, B08208.
- Tueckmantel, C., Fisher, Q.J., Knipe, R.J., Lickorish, H., Khalil, S.M., 2010. Fault seal prediction of seismic-scale normal faults in porous sandstone: a case study from the eastern Gulf of Suez rift, Egypt. *Marine and Petroleum Geology* 27, 334–350.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.-P., Rives, T., 2007. The mechanics of fault distribution and localization in high-porosity sands, Provence, France. In: Lewis, H., Couples, G.D. (Eds.), *The Relationship between Damage and Localization*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 164, pp. 599–608.
- Wong, T.-f., David, C., Zhu, W., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation. *Journal of Geophysical Research* 102, 3009–3025.

2.3. Rôle du contexte tectonique, des grandes failles et de la granulométrie sur les propriétés structurales et pétrophysiques des réseaux de bandes de déformation

Cette partie se présente sous la forme d'une note acceptée avec révision majeure à *Marine and Petroleum Geology* pour un numéro spécial intitulé « *Fluid-Rock-Tectonic Interactions in Basins and Orogens* ». Ce numéro spécial fait suite à une session de l'EGU (Vienne, 2013) dans laquelle a été présenté un poster intitulé « *The role of tectonic settings and inherited structures on the localization of low-permeability deformation bands in porous sandstone (Provence, France)* ». Dans cette analyse, nous montrerons le **rôle majeur du contexte tectonique** sur la distribution/localisation des bandes de déformation, à l'aide d'une analyse cartographique des réseaux de bandes à l'échelle du bassin (Gard Rhodanien). Cette étude met aussi en évidence **l'influence de la présence de grandes failles** réactivées et/ou propagées depuis les niveaux inférieurs, sur la formation de réseaux de bandes cataclastiques localisées en amas et peu perméables. L'influence de la **granulométrie** sur les caractéristiques géométriques des réseaux de bandes sera aussi discutée dans cette analyse.

Note 3

Control of tectonic setting and large-scale faults on basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France)

Acceptée à ***Marine and Petroleum Geology***

Juillet 2013

Ballas, G., Soliva, R., Benedicto, A., Sizun, J-P.

Control of tectonic setting and large-scale faults on basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France)

Gregory Ballas^{a,*}, Roger Soliva^a, Antonio Benedicto^b and Jean-Pierre Sizun^c

^a U.M.R. C.N.R.S. 5243 Géosciences Montpellier, University of Montpellier II, U.F.R. Sciences et Techniques, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

^b AREVA NC, BU Mines Direction Géosciences, 92084 La Défense, Paris, France.

^c U.M.R. C.N.R.S. 6249 Chrono-Environnement, Département Géosciences, U.F.R. Sciences et Techniques, University of Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030, Besançon cedex, France.

* Corresponding author. Tel. +33 467143643

E-mail address: gregory.ballas@gm.univ-montp2.fr (G. Ballas)

ABSTRACT

From outcrops located in Provence (South-East France), we describe the distribution, the microstructures, and the petrophysical properties of deformation band networks related to both contractional and extensional tectonic events. In contraction, pervasively distributed networks of reverse-sense compactional shear bands are observed in all the folded sand units of the foreland, whereas localized networks of clustered reverse-sense shear bands are only observed close to a large-scale thrust. In extensional setting, networks of clustered normal-sense shear bands are generally observed adjacent to map-scale faults (kilometer scale), although some randomly distributed bands are also observed between these faults. Normal-sense cataclastic faults are also observed to be restricted to sand units, suggesting that faults initiated in the sands during extension, but not during contraction. Shear bands and faults show cataclastic microstructures of low-permeability whereas compactional shear bands show crush microbreccia or protocataclastic microstructures of moderate permeability. This basin-scale analysis underlines the major role of tectonic settings (thrust-fault versus normal-fault andersonian-stress regime) and the influence of inherited large-scale faults on the formation of low-permeability shear bands. We also provide a geometrical analysis of the band network properties (spacing, thickness, shear/compaction ratio, degree of cataclasis, petrophysical properties) with respect to the host sand grain size. This analysis suggests that grain size, although less important than tectonic setting and the presence of large-scale faults, has a non-negligible effect on band network geometry.

Key-words

Deformation Band; Porous Sandstone; Faulting; Thrusting; Cataclasis; Permeability

1. Introduction

In porous sandstone, strain localization occurs by the formation of tabular structures commonly referred to as deformation bands (e.g. Fossen et al., 2007). These structures of millimeter to centimeter thickness are considered as the precursors to faults (Aydin and Johnson, 1978; Antonellini and Aydin, 1995; Shipton and Cowie, 2003). They can interact to form clusters of bands and faults (Wibberley et al., 2007; Johansen and Fossen, 2008) but are also observed as distributed band networks unrelated to faults (Davis, 1999; Cashman and Cashman, 2000). Deformation bands can be classified as dilation, shear, or compaction bands as a function of shear and porosity change, or more commonly by combinations of shear and compaction in compactional shear bands (Fossen et al., 2007). They accommodate strain localization by grain rearrangement and/or cataclasis without developing sharp discontinuities (Aydin et al., 2006). Furthermore, deformation bands affect the petrophysical properties of the sandstone (Fossen and Bale, 2007; Tueckmantel et al., 2010) and can potentially affect fluid flow in reservoir settings (Antonellini et al., 1999; Fisher et al., 2001; Ballas et al., 2012; Exner and Tschegg, 2012). Hence, the role of deformation bands and faults on fluid flow represents a critical point in the management of some porous sandstone reservoirs (see Faulkner et al., 2010 for recent review).

Different types of deformation bands are observed in a large range of settings (see Fossen et al., 2007 for a review), and no clear relationships are actually brought out between the setting conditions (burial, tectonic setting, host sand properties) and the band system organization and characteristics. Several factors are described as controlling the deformation band organization and petrophysical properties. Solum et al. (2010) suggested that the tectonic setting could influence the distribution of bands. The evolution of cataclastic faulting described by Sallet and Wibberley (2010) and the model of strain localization developed by Soliva et al. (2013) support this conclusion. Large permeability reductions are often measured for bands related to extensional settings (Antonellini and Aydin, 1994; Ballas et al.,

2012; Sallet and Wibberley, 2013) whereas only low permeability reductions are generally observed for contractional deformation bands (Sun et al., 2010; Ballas et al., 2013), even if uncommon large permeability decreases are also measured on reverse-sense bands (Solum et al., 2010; Fossen et al., 2011). This suggests a potential control of the tectonic setting on the petrophysical properties of deformation bands (e.g. Brandenburg et al., 2012). However, numerous other parameters such as the burial depth (Fisher et al., 2001; Fossen et al., 2010), the presence of large-scale fault and fold development (Okubo and Schultz, 2005; Schultz, 2011; Brandenburg et al., 2012), the constitutive parameters of the host sands (Schultz et al., 2010; Fossen et al., 2011) or their mechanical properties (Chemenda et al., 2012) can influence deformation bands initiation, distribution and permeability. A series of questions remain then to be treated concerning the determination of which parameters control the distribution, microstructures and petrophysical properties of deformation band, in particular at the basin-scale, in order to understand their potential control on fluid flow in reservoirs setting.

In this paper, we analyze the distribution and the geometric attributes of deformation band networks and faults formed in different sand-dominated units of the South-East basin (France), deformed under contractional and extensional regimes. Their microstructures and related petrophysical properties are analyzed to discuss the potential control of these bands on fluid flow. We show that the tectonic setting and the presence of large-scale faults play a key role on the distribution of low-permeability deformation bands at the basin-scale. The impact of the host rock grain size on the band networks organization is also investigated.

2. Geologic Setting

The study area is located in the western part of the South-East Basin (South of France), between the Cévennes and the Nîmes faults (Fig. 1). Deltaic sands and shallow marine limestones of the Upper Cretaceous compose the major part of the Mesozoic

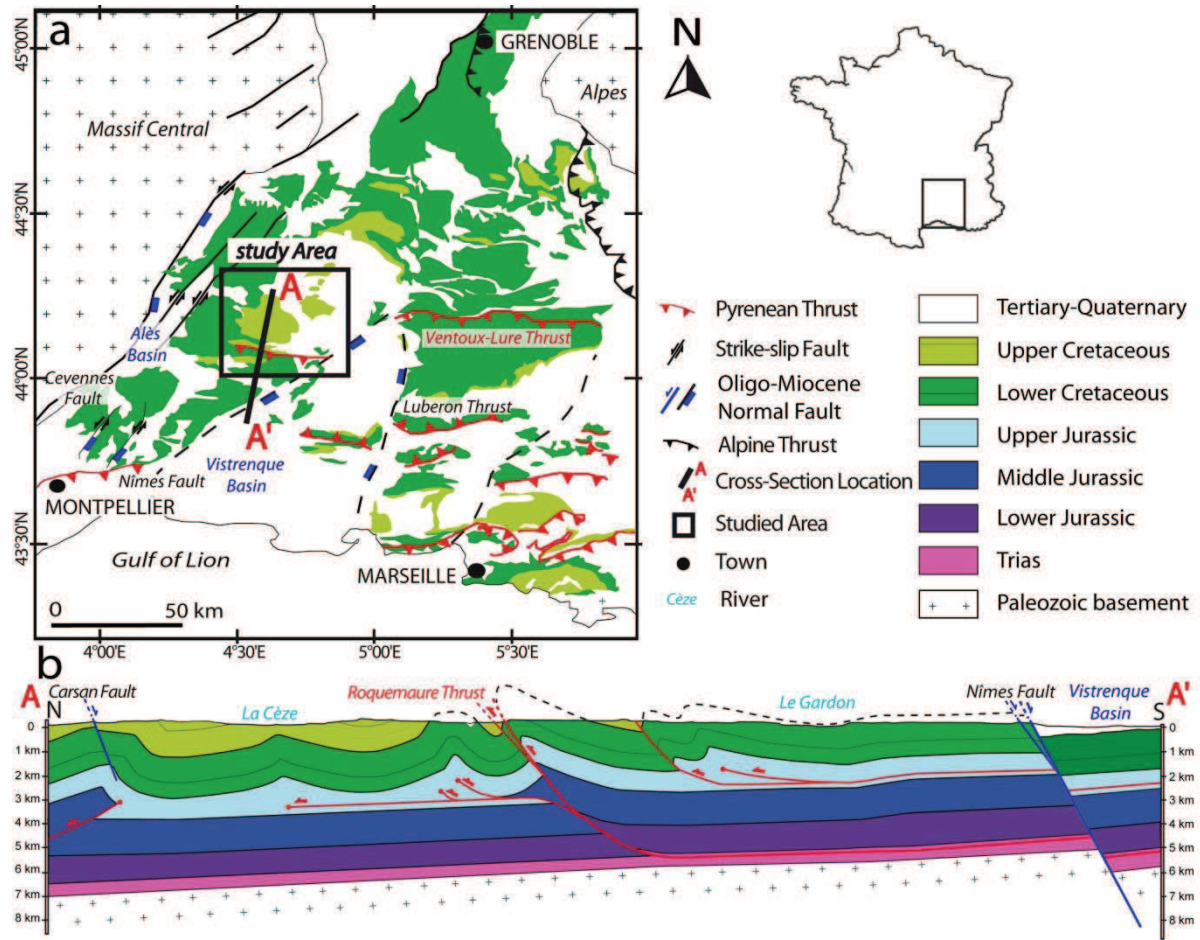


Fig. 1. Tectonic setting of the South-East basin. a) Geologic map simplified from the geologic map of France, 1:1.000.000. b) Cross-section of the study area

deposits outcropping in this area (Sornay, 1950; Ferry, 1997) (Fig. 2). These deposits contain four sand-dominated units of Albian, Cenomanian, Turonian, and Santonian ages, respectively, exposed in many outcrops and quarries throughout the area (see Fig. 2 for the location of the sites studied in this work). These sands are generally unlithified and the overlying stratigraphy suggests a maximum burial depth of 700 m (Saillet and Wibberley, 2013; Ballas et al., 2013). The sands are affected by different generations of deformation bands related to a series of the successive tectonic events affecting the SE basin:

(1) The first tectonic event is the Pyrenean shortening related to the convergence between the Iberian and the Eurasian plates from the Paleocene to early Oligocene. This tectonic event, expressed by north-verging thrusts within the Mesozoic sedimentary cover, created the east-west structural trend of this area (Vela Velasquez, 1997; Sanchis and Séranne, 2000) and reactivated NE-SW Hercynian and

Mesozoic faults in left-lateral strike-slip movements (Arthaud and Matte, 1975) (Fig. 1). The Roquemaure thrust and the folds located in the foreland north of the thrust are related of this tectonic event (Fig. 1).

(2) The second tectonic event is the Oligocene-Miocene extension related to the West European rifting and the collapse of the Pyrenean orogen in the Gulf of Lion (Séranne et al., 1995). This tectonic event caused the normal-sense faulting reactivation of pre-existing faults (Albouvette and Gros, 1997), creating extensional basins such as the Alès and Vistrenque basins (Benedicto et al., 1996) (Fig. 1). The Bagnols or the Mornas faults, like all other normal faults observed in this area, formed or reactivated during the Oligocene-Miocene extension (Wibberley et al., 2007; Saillet and Wibberley, 2010; Ballas et al., 2012) (Fig. 2a).

(3) A last tectonic event, the Alpine shortening, affected the eastern part of the South-East basin during the Miocene-Pliocene. This phase formed

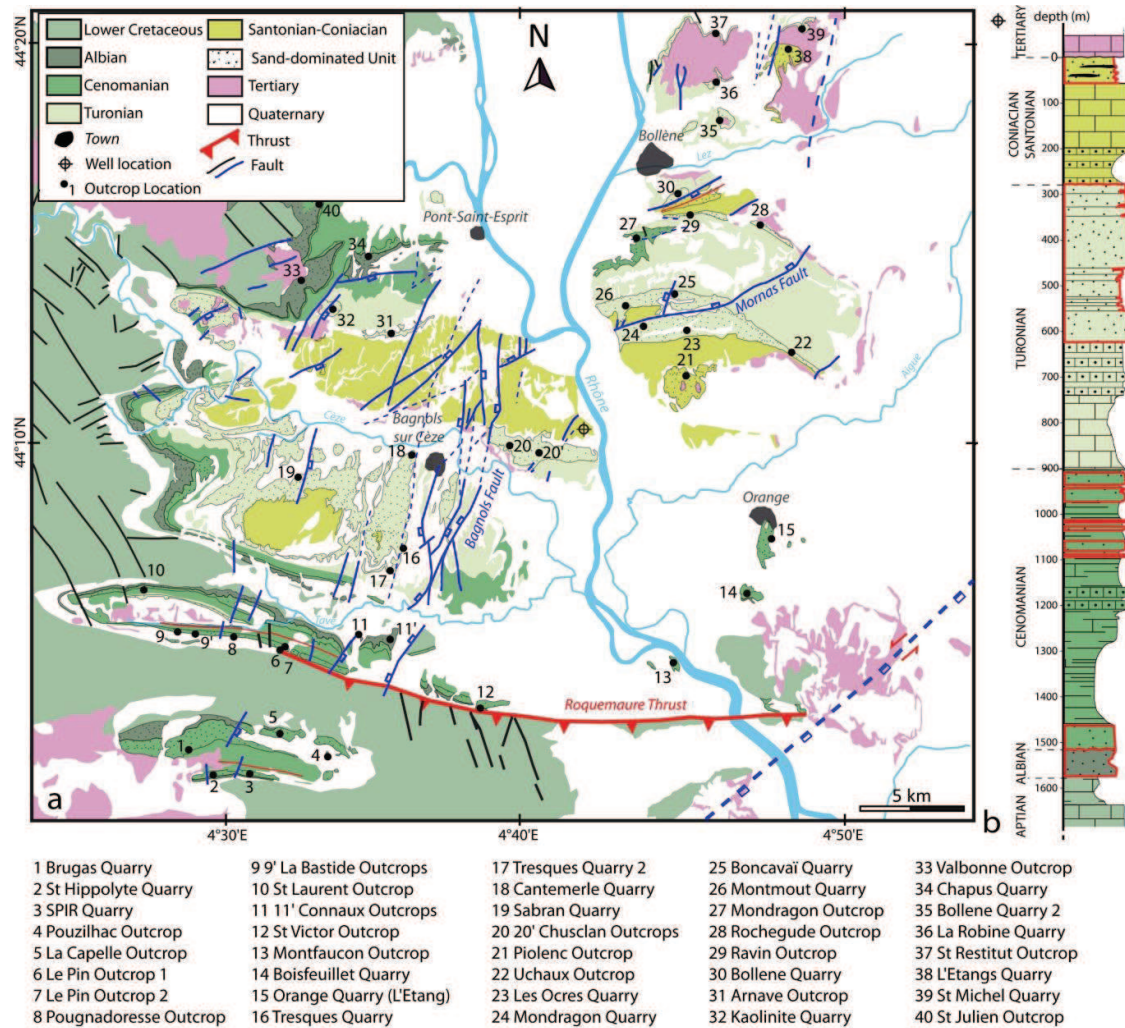


Fig. 2. Tectonic setting of the study area. (a) Geologic map simplified from the geologic map of France, 1:50.000 sheets of Bourg-Saint-Andéol, Valréas, Pont-Saint-Esprit, Orange, Uzès, and Avignon. (b) Stratigraphic column of the Upper Cretaceous deposits after Ferry (1997). The location of the different studied sites is plotted on the map.

south-verging thrusts such as the Luberon thrust (Rangin et al., 2010), and reactivated pre-existing faults in strike-slip (Wibberley et al., 2007) (Fig. 1). However, only minor influence of this event is reported in the study area (Vela Velasquez, 1997; Champion et al., 2000).

No significant erosion or diagenetic processes occurred in the different sand-dominated units between the two first tectonic events (Soliva et al., 2013). This basin shows several generations of deformation bands formed in similar sandstones at similar burial conditions during the first two tectonic events. The control of the tectonic regime; contractional or extensional; and the presence of large-scale faults on the distribution and the properties of deformation bands can therefore be

analyzed at the basin-scale in this area. The control of the host sand characteristics on the deformation band patterns can also be analyzed due to the presence of sand units showing different grain size and porosity.

3. Field Data

3.1 Methods

Deformation bands and faults were analyzed at 42 quarries and outcrops throughout the study area. Their *Orientation* and *Dip* were measured at each site and plotted in lower hemisphere, equal area stereograms. The data are shown untilted (bedding restored to horizontal). The *Dihedral Angle* (2θ)

between the conjugate sets of band networks was measured in the outcrop or estimated from dip data (stereograms). The *band Thickness (Tb)* and *band Spacing (Sb)* were measured along scan-lines oriented perpendicular to bands in zone of uniformly dipping sets. The total thickness of band clusters composed of several strands of deformation was considered as the band thickness (Main et al, 2000).

The apparent *Shear-Displacement (Ds)* was measured along the bands as offset of stratigraphic markers. The *Compaction (Dc)* was estimated from the band thickness and comparison of measured porosity between the host sand and the band (Ballas et al., 2012, 2013) (See Section 4). Because of the obliquity between the band and the maximum-compressive stress axis (σ_1), this compaction induces a component of shear offset due to compaction (*Oc*) increasing *Ds*. The *net Shear-Displacement (Ds(net))* is calculated with the equation (1) (see Soliva et al. (2013) for the detailed explanation of the estimation of compaction and correction for net shear-displacement).

$$Ds(net) = Ds - Oc \quad (1)$$

The ratio of *net Shear/Compaction (Ds(net)/Dc)* was used to classify the different types of bands.

The grain size distribution of the host sands was measured by Coulter LS 13 320 laser granulometer and completed by sieving for the coarse grains (>1.6 mm in diameter). The *median grain diameter (D₅₀)* was calculated from the grain-size distribution curves. The geometrical attributes of band networks are summarized in the Table 1.

3.2 Contractional deformation bands

Reverse-sense deformation bands are observed pervasively distributed in the sand units of the entire study area, from the south of the Roquemaure Thrust to the north of the Mondragon Anticline (Fig. 3a). Only the Albion clayey sands of the Valbonne Outcrop and the fine-grained layers of the Turonian sand-dominated unit (example at the Montmout Quarry) are devoid of reverse-sense deformation bands (see Figure 2 in Ballas et al., 2013). At the North of the Roquemaure thrust, no reverse-sense large-scale faults, not even small intraformational reverse faults

are observed. Reverse-sense deformation bands show orientation ranging from N70°E to N130°E consistently with the strike of the fold axis, normal to the Pyrenean shortening (Fig. 3a). They are organized as conjugate networks of more or less compactional and shear bands (Fig. 4), showing variable geometrical attributes from one site to another (Table 1). Three different types of band networks are defined from these attributes; especially from their dihedral angle and their net shear/compaction ratio (Fig. 5a): (1) shear-enhanced compaction bands; (2) compactional shear bands, and (3) shear bands.

(1) Shear-Enhanced Compaction Bands (SECB) are characterized by an average *Ds(net)/Dc* ratio of about 1 (Fig. 5a), and no observable shear-offsets along them in the field (Fig. 4a, Table 1 and Figure 7 in Soliva et al. (2013) for explanations). These bands are often organized as distributed networks characterized by dihedral angles ranging from 86° to 96°, a mean band spacing about 2.5 cm, and a mean band thickness about 0.6 cm (Table 1). SECBs are generally composed of a single strand of deformation with a maximum thickness of 3.6 cm. Several sites, such as the Sabran, the Robine or the Bollène 2 Quarries show less well organized networks and sometimes isolated SECBs in outcrops of a few meters length. These bands are slightly sinuous and show a slight positive relief due to their lower porosity compared to the host sand (see Ballas et al. (2013) for complementary data on the SECBs) (Fig. 4a). Only one dipping set is generally observed on tens of meters scale outcrops but the two dipping sets actually appear in equal proportions in the entire area. SECB networks are particularly numerous in the coarse-grained Turonian sands of the folded and central part of the study area (Fig. 3a), but are also observed in Cenomanian sands at the Brugas Quarry (Fig. 2). SECBs networks showing more clustered (i.e. band composed by several strands), spaced and thick bands, with slightly lower dihedral angles (81-83°) and no visible shear-offset along them, are also observed in fine-grained Turonian sands at the Les Ocre de Mornas Quarry and the Chusclan Outcrop. These last examples could constitute an intermediate case between the shear-enhanced compaction bands and the compactional shear bands described below.

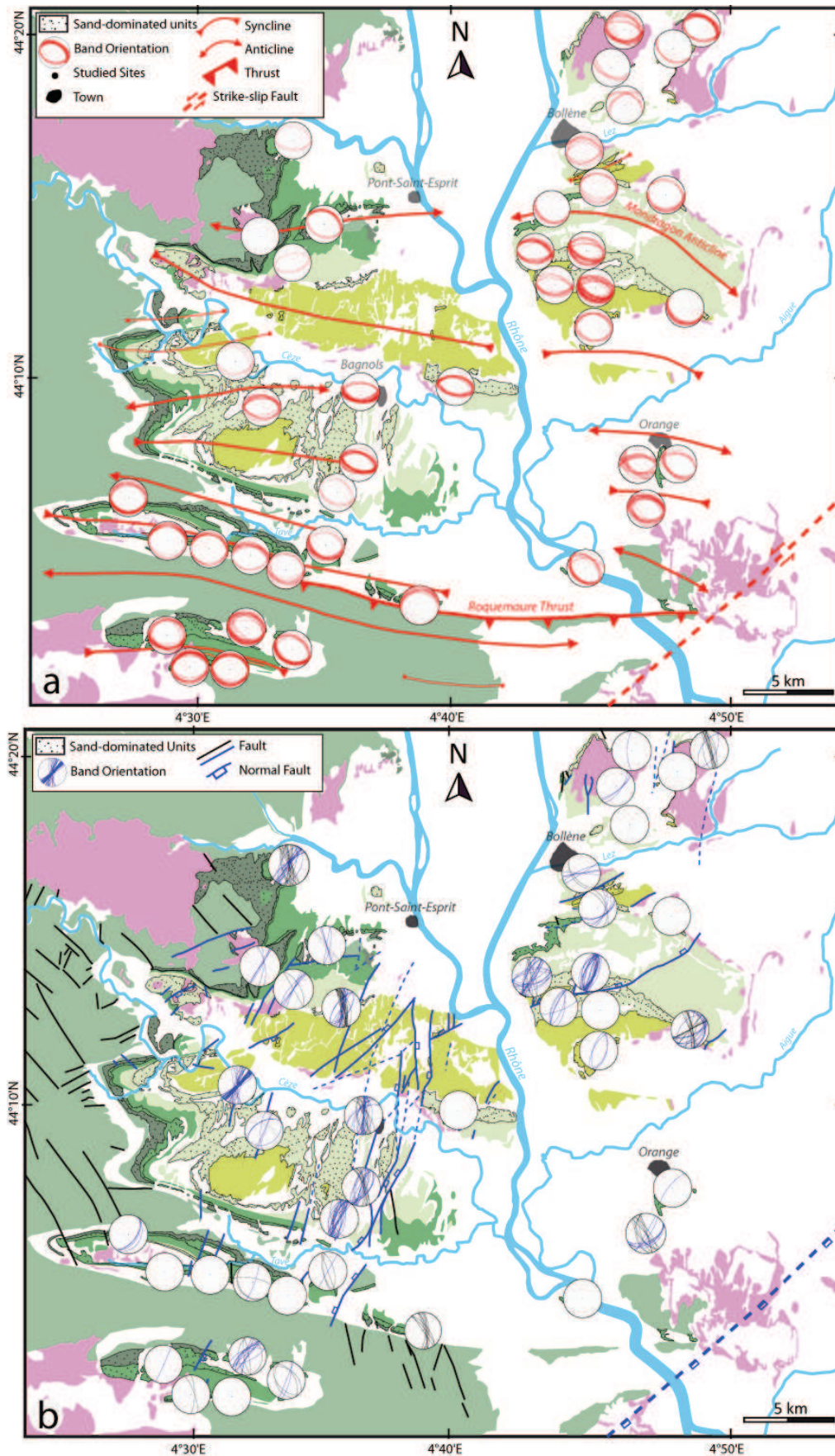


Fig. 3. (a) Distribution of the reverse-sense deformation bands networks. (b) Distribution of the normal-sense deformation bands networks. Lower hemisphere, equal area stereograms of deformation bands data are shown.

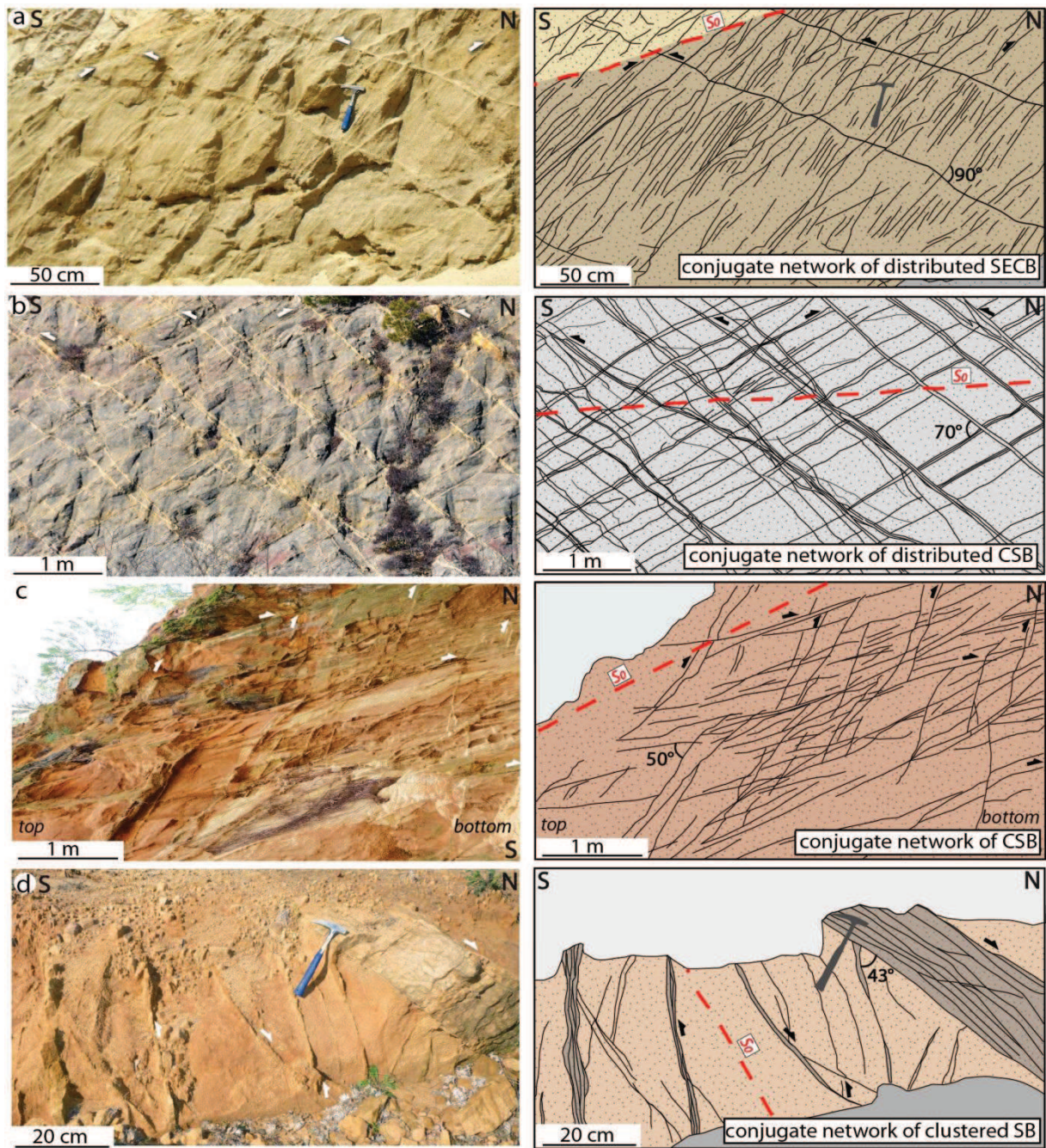


Fig. 4. Reverse-sense deformation bands networks in Provence. (a) Set of Shear-Enhanced Compaction Bands (SECB) at the Boncavaï Quarry. (b) Set of Compactional Shear Bands (CSB) at the Orange Quarry (Quartier de l'Etang Quarry). (c) Set of CSBs at the Saint Hippolyte Quarry. (d) Set of Shear Bands (SB) at the SPIR Quarry. (S_0 = Bedding)

(2) Compactional Shear Bands (CSB) are characterized by an average $Ds(net)/Dc$ ratio ranging from 9.4 to 28.2 (Fig. 5a), and millimeter to centimeter-scale shear-offsets (Figs. 4b, c and Table 1). They are arranged into two sets defining dihedral angles ranging from 46° to 79° , a mean band spacing about 18.9 cm, and a mean band thickness about 1.3 cm (Table 1). However, these geometrical attributes vary from on site to another; i.e. the mean band spacing ranges from 5.8 cm to 32.3 cm and the mean

band thickness from 0.6 cm to 3.2 cm (Table 1). Composed by several strands of millimeter thick cataclastic deformation, CSBs are more or less clustered (Figs. 4b and c) and show cluster thicknesses up to 15.1 cm. These bands are generally relatively straight (Fig. 4b) but can locally appear more sinuous (St Michel Quarry). They show stronger positive relief than SECBs, which makes them easily observable in outcrop (Figs. 4b and c). Both conjugate sets are generally observed on tens of meters scale

outcrops. CSB networks are observed in the entire studied area and in the four sand-dominated units (Fig. 3a). These bands are more frequently observed in the Cenomanian and Albian sands in the southern part of the study area although few cases are located in the Turonian sands north of the Mondragon anticline (Fig. 3a). A specific case of thin CSBs parallel to sand lamina is also observed in the Santonian sands of the Piolenc Outcrop.

(3) Shear Bands (SB) are characterized by an average $Ds(net)/Dc$ ratio greater than 28 (Fig. 5a), and thick clusters (Fig. 4d) showing relatively large shear-offsets (up to 1 m at the Le Pin outcrop) (Table 1). These networks show dihedral angles ranging from 40° to 60°; a mean band spacing about 80.5 cm, and a mean band thickness about 4.6 cm (Table 1). They are composed by several strands of deformation generally linked together and form generally band clusters showing maximum band thickness up to 31 cm. These bands show a strong positive relief and are relatively straight although their variable thickness could hold them sinuous in outcrop (Fig. 4d). Both conjugate sets are observed on tens of meters scale outcrops but generally in different proportions; one set dominating the other without systematical preferential dipping from one site to another. SB networks are only observed in the southern part of the studied area, around the Roquemaure thrust and only in the Albian and Cenomanian sand-dominated units (Fig. 3a). A few ladder structures (Schultz and Balasko, 2003) consistently oriented with the same shortening event are observed between the SBs and CSBs networks of this area (examples at the La Capelle or Pouzilhac Outcrops).

Some of the different geometrical attributes of these band networks appear to be related. A normal correlation is observed between the mean band thickness and the mean band spacing of each band network (Fig. 5b). A negative correlation is observed between the dihedral angle and the mean band thickness (Fig. 5c) and spacing (Fig. 5d). Although not well defined; normal correlation appears between the median grain diameter of the host sand and the dihedral angle between the conjugate sets of bands (Fig. 5e). However, no correlation is observed between the median grain diameter and the maximum band thickness, especially not for the maximum thickness of shear bands (Fig. 5f). These

correlations reveal that thin and distributed bands are organized as networks having large dihedral angles in coarse-grained sands (Fig. 5g). Accordingly, these correlations reveal that thick and spaced bands are organized as networks having small dihedral angles in fine-grained sands (Fig. 5h). All these correlations are especially supported by data of SECBs and CSBs distributed in the folded part of the study area, i.e. far from the Roquemaure thrust. However, the geometry of the band networks localized close to the thrust seems not dependent on the grain size of the host sands as suggests by the absence of correlation between the maximum band thickness of SBs and the median grain diameter (Fig. 5f).

3.3 Extensional deformation bands and faults

Normal-sense deformation bands are heterogeneously distributed in the studied area (Fig. 3b). About 1/5 of the studied sites are totally devoid of normal-sense deformation bands whereas conjugate networks of shear bands (SB) are more frequently observed adjacent to map-scale normal faults (Figs. 3b and 6a). Isolated bands and isolated band clusters (Fig. 6b) are also observed in areas devoid of map-scale faults (see examples of St-Michel or Orange Quarries, Fig. 3b). Small normal-sense faults showing localized slip-surfaces are also observed within the sand-dominated unit (Figs. 6c and 6d). These structures strike from N20°W to N70°E, consistent with the perpendicular strike of the Oligocene-Miocene extension and inherited Mesozoic or Pyrenean fault trends (Fig. 3b). Normal-sense shear bands are observed in all the sand-dominated units of the study area without clear differences in their organization with respect to grain size or bed thickness. Furthermore, these SBs are observed to cross-cut the different sand layers at the Montmout Quarry with only a small decrease in band thickness where they cut clayey sands. This suggests no clear relationship between the geometrical attributes of the SB networks and the host sand properties for these normal-sense bands (the example of the normal SB of the Boncavaï Quarry is plotted in Figure 5).

Normal-sense SBs are characterized by a ratio of $Ds(net)/Dc$ of 24 on average, and relatively large shear-offsets observed in outcrop (up to 70 cm) (Fig. 6a). These networks show dihedral angles ranging

from 40° to 60°; a mean band spacing about 24.2 cm, and a mean band thickness about 0.8 cm (Figs. 5a-f) (see Ballas et al. (2012) for complementary data on the SBs of the Boncavaï Quarry). Normal-sense SBs show a strong positive relief, can be composed by only one strand of deformation (Fig. 6b) to several tens of strands in larger band clusters (Fig. 6a), and show thickness ranging from 0.1 to 15 cm. Similarly to reverse-sense SBs, these structures show a variable thickness which could hold them sinuous in outcrop. However, they are observed as dense networks

adjacent to large-scale faults and generally close to the ones oriented N20°E (Fig. 3b). In all the parts of the study area devoid of large-scale faults, normal-sense SBs appear in more isolated position (Fig. 6b). These isolated bands show the same thickness, shear-displacement, number of strands and lengths as bands located close to large-scale faults. More vertical structures are also observed in several places, especially in the southern and the northern parts of the study area (Fig. 3b) where they appear as thick SB clusters (example at the St Michel Quarry).

Studied Sites	Band Type	2θ (°)	Ds(net)/Dc	N	T (cm)	N	S (cm)	N	T max (cm)	D50 (mm)
contractional DB										
BONCAVAI	SECB	86	≈1		0.7	95	2.6	96	3.5	0.68
MONTMOUT	SECB	90	≈1		0.4	133	2.4	132	2.3	0.53
TRESQUES	SECB	96	≈1		0.7	156	2.5	154	3.6	0.72
BRUGAS	SECB	80	≈1							0.75
LES OCRES	SECB	81	≈1		1.9	63	9.1	62	6	0.24
CHUSCLAN	SECB	83	≈1		1.5	32	8	31	4.8	
ORANGE	CSB	76	9.4	169	1.2	365	20.9	353	12	0.66
BOISFEUILLET	CSB	79	11.4	3	1.7	61	5	57	8.8	0.78
	CSB	67	18.8	2	1.8	92	8.7	84	9.4	0.64
ST RESTITUT	CSB	65	25.2	8	1.2	48	32.3	37	10.5	0.44
ROCHEGUDE	CSB	46	15	5	0.6	37	5.8	32	2.7	0.56
ST MICHEL	CSB	71	26.1	11	0.8	43	9.9	31	6	0.57
CHAPUS	CSB	75	18.1	6	1.4	36	15.2	21	6.8	0.47
BOLLENE	CSB	69	28.2	4	1.1	28	15.2	20	6.3	
PIOLENC	BED // CSB	60								0.38
MONTFAUCON	CSB	74			1.2	24	10.2	13	9.4	0.34
POUZILHAC	CSB	68			1.6	23			5.8	0.57
CONNAUX	CSB-SB	58			3.2	15	67.5	13	15.1	0.5
LA BASTIDE	CSB-SB				1.9	14	28	5	6	0.42
LA CAPELLE	CSB-SB	60	13.2	3	1.9	24	42.4	16	8.5	0.43
ST HIPPOLYTE	CSB-SB	49	21.4	6	1.2	38	9.3	31	9	0.57
SPIR	SB	43			4	25			29.6	0.36
LE PIN1	SB	50	29	5	6.4	20	92.7	14	31	0.45
extensional DB										
BONCAVAI	SB	40	24	71	4.5	275	27.3	275	32	0.68

Table 1. Geometrical attributes of the band networks of the study area. (2q = Dihedral Angle; T max = Maximum band Thickness; T = Mean band Thickness; S = Mean band Spacing; Ds(net)/Dc = Shear-Displacement/Compaction Ratio; D50 = Median grain Diameter of the host sand; N = Number of Measures)

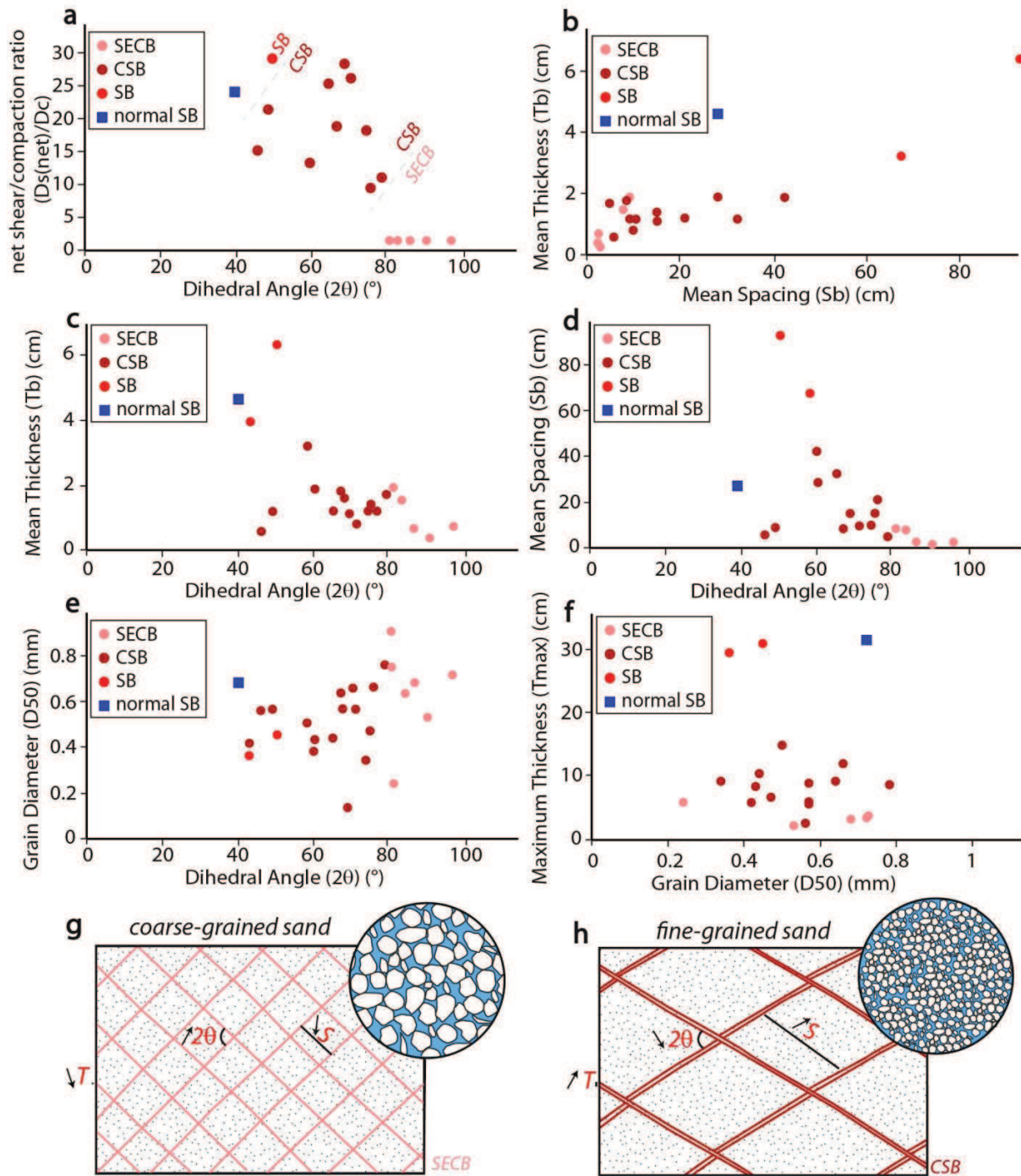


Fig. 5. Geometrical attributes of deformation bands networks. (a) Graph showing the *ratio Shear-Displacement/Compaction ratio* ($Ds(net)/Dc$) versus the *Dihedral Angle* (2θ) between the conjugate sets. (b) Graph showing the *Mean band Thickness* (Tb) versus the *Mean band Spacing* (Sb). (c) Graph showing the *Mean band Thickness* (Tb) versus the *Dihedral Angle* (2θ). (d) Plot showing the *mean band Spacing* (Sb) versus the *Dihedral Angle* (2θ). (e) Graph showing the *Median grain Diameter* ($D50$) versus the *Dihedral Angle* (2θ). (f) Graph showing the *Median grain Diameter* ($D50$) versus the *Maximum band Thickness* ($Tmax$). (g) and (h) Schemes showing the geometrical attributes of a band network formed, respectively, in coarse- and fine-grained sand.

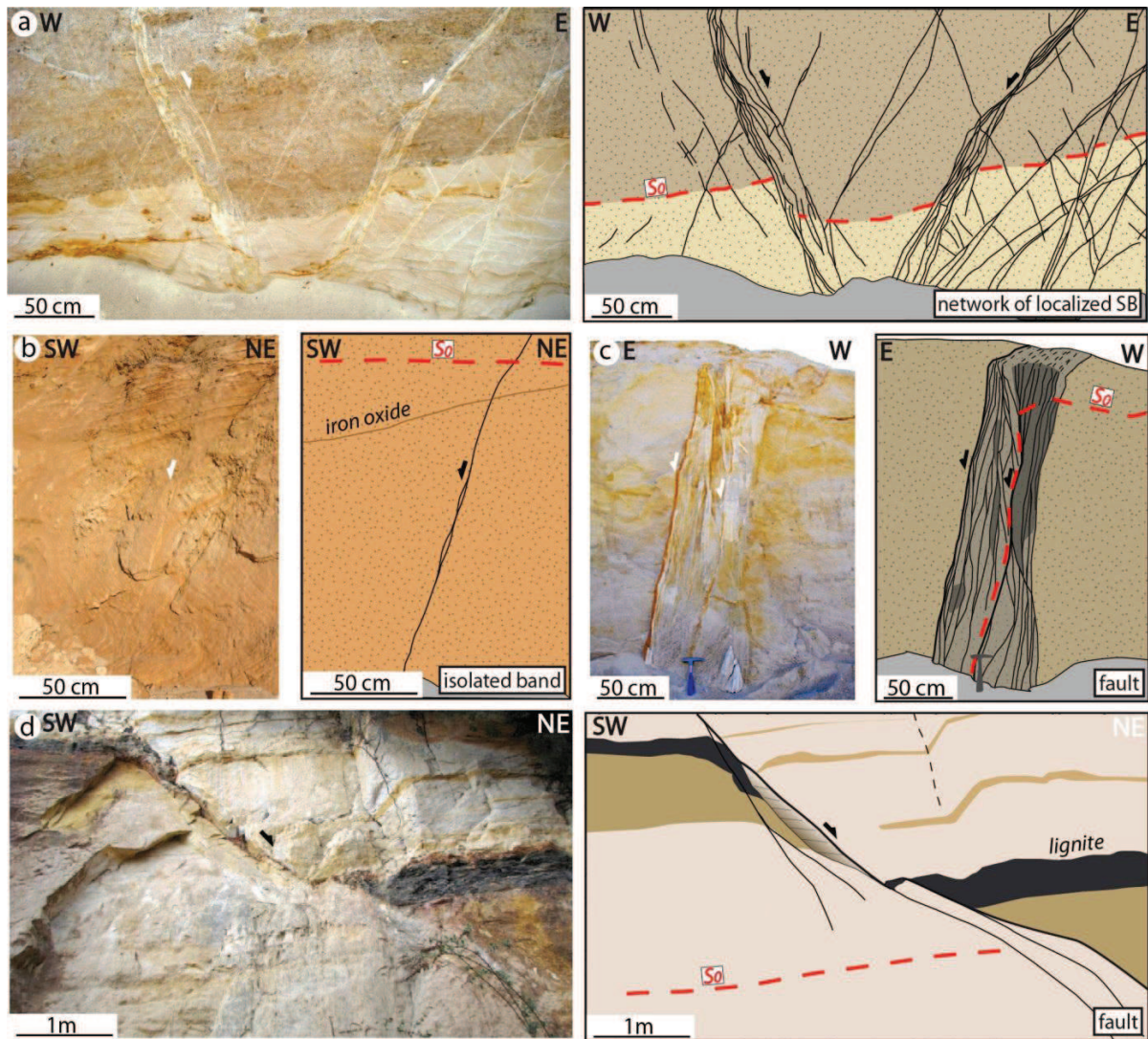


Fig. 6. Normal-sense structures in Provence. (a) Conjugate networks of SBs. (b) Isolated SB. (c) Cataclastic normal fault oriented N°20E. (d) Small cataclastic normal fault oriented N°70E. (SO = Bedding)

Small normal faults are defined by several cataclastic strands of deformation around a slip-surface consisting in a millimeter to centimeter thick zone of cataclastic deformation showing a few meters of shear-displacement (Figs. 6c and d). These faults, similar to the map-scale normal faults, are trending along two preferred orientations: N°20E for the Boncavaï Quarry and the Valbonne outcrop; and N°70E for the Montmout or the Cantemerle Quarries. The N°20E faults show more complex and thicker core zones containing several band clusters (Fig. 6c) than the N°70E ones showing only a few cataclastic SBs (Fig. 6d). The N°20E faults are also steeper than the N°70E ones. The N°70E faults are generally associated with clayey or lignitic layers of the Turonian sand-dominated unit (Fig. 6d) especially located in the central part of the study area (Fig. 3b). Fault cores of the map-scale faults are only partly

exposed at the Mondragon and the Bollène Quarries, and also at the Orange Quarry (Quartier de l'Etang Quarry). These structures appear as tens of centimeter thick zones of cataclastic or clay gouge material depending on the local lithology on both sides of the faults.

4. Microstructures and Petrophysical Properties

4.1 Methods

Polished thin-sections of host sands and deformation bands samples impregnated by epoxy resin were analyzed by backscattered electron imagery using a FEI Quanta 200 environmental scanning-electron microscope (SEM). 1 x 1 mm large SEM photomicrographs showing a gray-scale intensity ranging from 0 to 255 were used to calculate the

Relative Amount of Fractured Grains (%) and the Microfracture Density (f/mm^2).

The proportion of *Cataclastic Matrix* (%clasts) was estimated from the grain size distribution curves or with SEM photomicrographs. We considered the proportion of cataclastic matrix as the proportion of grains showing a diameter lower than 10% of the median grain diameter measured in the related host sand (1/10 of D_{50}). This proportion was used as a proxy of the intensity of cataclasis occurred in the bands. The band microstructural characteristics are summarized in Table 2.

Porosity (ϕ), *Median Pore Access Radius* (R_{50}), and *Threshold Pore Access Radius* (R_a) of bands and host sands were measured by Mercury Injection Porosimetry (MIP).

Permeability (k) was estimated using the Kozeny-Carman law (2), as described in Torabi et al. (2008).

$$k = \phi^2 / cFs^2 \quad (2)$$

where ϕ is the porosity, c is a constant related to pore geometry that equals 2 for pores having a circular cross-section, F is the formation factor ($F = \phi^{-m}$ where $m = 1.5$ for uncemented rocks) and s is the specific surface area calculated from MIP data, assuming a cylindrical pore model. These calculated permeability values were calibrated by gas permeability measurements on cores of normal-sense shear bands (see Ballas et al. (2012) for permeability calibration).

Transmissibility Multiplier (T) of the deformed sand units was calculated from equation (3) of Manzocchi et al. (1999) for fluid-flow simulation models. The reservoir transmissibility multiplier equals 1 for undeformed sand unit and approximates 0 with the presence of an impermeable structure. This parameter was used as a proxy of the reservoir connectivity. This transmissibility multiplier is expressed as:

$$T = [1 + (T_b/L) ((k_m - k_f) / k_f)]^{-1} \quad (3)$$

where T_b/L is the band thickness/layer thickness ratio, k_m is the host rock permeability, and k_f the average band permeability. The petrophysical properties of bands are summarized in Table 3.

4.2 Textural Characteristics

All the studied bands and faults have cataclastic microstructure showing grain cracking and comminution. Different intensities of cataclasis are identified: (1) crush microbreccia; (2) protocataclasis; and (3) cataclasis.

(1) Crush microbreccias are characterized by only small or no grain comminution. The proportion of cataclastic matrix ranges from 0% to 13% by grain volume which correspond to an increase less than 6% of small clasts compared to the host sands (1/10 of D_{50}) (Table 2). A decrease of only few tens of micrometers of the median grain diameter is observed in these microstructures; for example from 0.53 mm to 0.51 mm in the crush microbreccia of the Montmout Quarry. Only few grain fragments are thus observed between the preserved grains in the SEM photomicrographs (Fig. 7a). The preserved grains generally keep their initial arrangement even if an increase in the number of cracked grains is observed, as compared to the surrounding host sand (see Ballas et al. 2013 for detailed analysis of the SECB microstructure) (Fig. 7a). This cracking occurs especially at the Hertzian contacts between grains which form force chains of few grains long, oblique to the band and parallel to the maximum principal stress (σ_1). A microfracture density ranging from 8.6 to 13.8 fractures/ mm^2 , and a relative amount of fractured grains of 85-90% are measured in these microstructures (Table 2). Crush microbreccias are the characteristic microstructures of the reverse-sense SECBs; they are also observed in the other types of bands as a first stage of deformation.

(2) Protocataclasites are characterized by their low level of grain comminution. The proportion of cataclastic matrix ranges from 13% to 23% by grain volume which corresponds to an increase from 7% to 18% of small clasts compared to the host sands (Table 2). A decrease in the median grain diameter of about one hundred micrometer is generally observed; for example from 0.68 mm in the host sand to 0.54 mm for the protocataclasites of the Boncavaï Quarry. These small cataclastic clasts are generally arranged around preserved grains, and infill a part of the initial porosity (Figs. 7b, c and e). Preserved grains are generally cracked at Hertzian contacts (Fig. 7b) but are sometimes intact and surrounded by cataclastic

matrix (Figs. 7c and f). This new grains arrangement and the formation of cataclastic matrix reduce the microfracture density, which ranges from 5 to 9 fractures/mm², although a high proportion (73–92%) of fractured grains is maintained in the preserved grains (Table 2). Evidences of shear-offsets of a few grains length are observed for stretched feldspars in the more shearing protocataclasis (Fig. 7f). The grains in contact form force chains, which are oblique to the band with an angle that depends on the band type (Soliva et al., 2013). Protocataclasis are observed in the microstructure of the major part of the reverse-sense CSBs (Figs. 7b and c) and in the normal-sense SBs, especially in the isolated ones (Figs. 7f and g). These microstructures are also observed in the deformation bands located in the damage zone of the cataclastic faults.

(3) Cataclasites are characterized by intense grain comminution. The proportion of cataclastic matrix is higher than 19% of grain volume, sometimes until 60%, which corresponds to an increase higher than 19% of small clasts as compared to the host sands (Table 2). A decrease of several hundred micrometers is observed for the median grain diameter of cataclasis; i.e. the median grains size of the cataclasites in the Boncavaï Quarry is just half that of the host sand. The grain size distribution is bimodal whereas in the host sand and other bands the distribution is unimodal. The large amount of cataclastic clasts observed in these microstructures forms a matrix infilling the pores around the preserved grains and can define homogeneous zones under the SEM (Figs. 7d and g). Preserved grains are well-rounded and show only rare or no cracking; a microfracture density about 1 fracture/mm² is measured in the cataclasis of the Boncavaï Quarry. These preserved grains are commonly isolated by the cataclastic matrix and are therefore uncommonly in contact with the others (Fig. 7h). A relative amount of fractured grains measured is about 60% in these microstructures (Table 2). Cataclasis are observed in SBs, especially in the thick band clusters, in both reverse and normal-sense structures. These microstructures are also observed in a few CSBs and fault zones that show less intense degree of cataclasis (Fig. 7h).

4.3 Petrophysical Properties

Reverse-sense deformation bands show permeability reduction ranging from 0 to 4 orders of magnitude (Fig. 8a). The lower permeability reductions, less than 1 order of magnitude, were obtained from the crush microbreccia of the SECBs from the different sand layers of the Turonian sand unit. These bands show median pore access radii ranging from 17 to 48 µm and threshold pore access radii ranging from 26 to 91 µm (Table 3). They show small compaction revealed by a porosity reduction ranging from 0% to 4% as compared to the host sand. The transmissibility multipliers calculated for these band networks range from 0.49 to 0.97 (Table 3). Significant permeability reductions, ranging from 1 to 3 orders of magnitude, were obtained from the protocataclastic to cataclastic CSBs sampled in the sand-dominated units of all the area. They show median pore access radii ranging from 6 to 30 µm and threshold pore access radii ranging from 11 to 82 µm (Table 3). The CSBs show a moderate compaction revealed by a porosity reduction ranging from 6% to 12% as compared to the host sand. Their transmissibility multipliers range from 0.0022 to 0.51 (Table 3). The higher permeability reductions, ranging from 3 to 4 orders of magnitude, were measured on the cataclasites of different SB clusters from sand-dominated units close to the Roquemaure thrust. These bands show median pore access radii ranging from 0.26 to 3 µm and threshold pore access radii ranging from 1.4 to 2.9 µm (Table 3). They show intense compaction as reflected by a porosity reduction ranging from 9% to 18% compared to the host sand. The transmissibility multipliers calculated for these band networks range from 0.0022 to 0.09 (Table 3).

Normal-sense structures show permeability reduction ranging from 0.5 to more than 5 orders of magnitude (Fig. 8b). The lower permeability reduction; ranging from 0.5 to 2 orders of magnitude; was measured on protocataclastic SBs. These bands show median pore access radii ranging from 12 to 25 µm and threshold pore access radii ranging from 34 to 60 µm (Table 3). They show a low degree of compaction, revealed by a porosity reduction of up to 4% as compared to the host sand. Significant permeability reductions, ranging from 1.5 to 4 orders of magnitude, were measured on multi-strand

cataclastic SBs and especially on SBs sampled in fault zones. These bands show intense compaction revealed by a porosity reduction ranging from 5% to 29%, and some bands show porosities less than 5%. Some SBs showing permeability reduction higher than 4 orders of magnitude are also measured within the fault zones, however this reduction never exceeds 5 orders of magnitude as observed in SB clusters. These bands show median pore access radii ranging from 0.4 to 8 μm and threshold pore access radii ranging from 3 to 21 μm (Table 3). These structures show a moderate compaction, as revealed by a porosity reduction ranging from 3% to 14%. The higher

permeability reductions, ranging from 4 to more than 5 orders of magnitude; was measured on the compact cataclasis of SB clusters. These bands show median pore access radii ranging from 0.4 to 2.8 μm and threshold pore access radii ranging from 1 to 4 μm (Table 3). The transmissibility multipliers are estimated between 0.0056 (all bands containing cataclasis) and 0.47 (all bands containing protocataclasis) for the SB networks close to large-scale faults. The transmissibility multipliers can also drop to 0.008 for isolated band cluster and to 0.011 in fault zones.

Sites	Structures	% Clasts	D50 (mm)	Fractured Grains (%)	Micro. Density (fr/mm2)
BONCAVAI	Host Rock	0	0.68	70	5.5
	Crush Microbreccia	3	0.59	88	10.1
	Protocataclasis	18	0.53	73	9
	Cataclasis	> 19	0.35	59	1
MONTMOUT	Host Rock	3	0.53	79	6.4
	Crush Microbreccia	5	0.51	85	9.3
TRESQUES	Host Rock	3	0.72	74	6.6
	Crush Microbreccia	4	0.61	86	10.9
LES OCRES	Host Rock	7	0.26	65	12.6
	Crush Microbreccia	7	0.25	84	18.9
BOISFEUILLET	Host Rock	7	0.78		
	Crush M./Proto.	13	0.56		
CHAPUS	Host Rock	8	0.47	79	5.3
	Protacataclasis	20	0.35	92	5
ORANGE	Host Rock	6	0.66	76	3.7
	Protacataclasis	13	0.55	94	6
ST MICHEL	Host Rock	5	0.57	78	5.8
	Protacataclasis	18	0.25	83	5.2
	Cataclasis	75			
ST LAURENT	Host Rock	4	0.28	73	2.41
	Protocataclasis	44		91	
BOLLENE	Host Rock	7	0.31	70	2.8
	Proto/Cataclasis	55		84	
SPIR	Host Rock	6	0.36		
	Cataclasis	59			

Table 2. Microstructural characteristics of the deformation bands of the study area. (% Clasts = Proportion of Cataclastic Matrix; D_{50} = Median grain Diameter) The % Clasts written in italic was estimated by SEM photomicrograph analysis

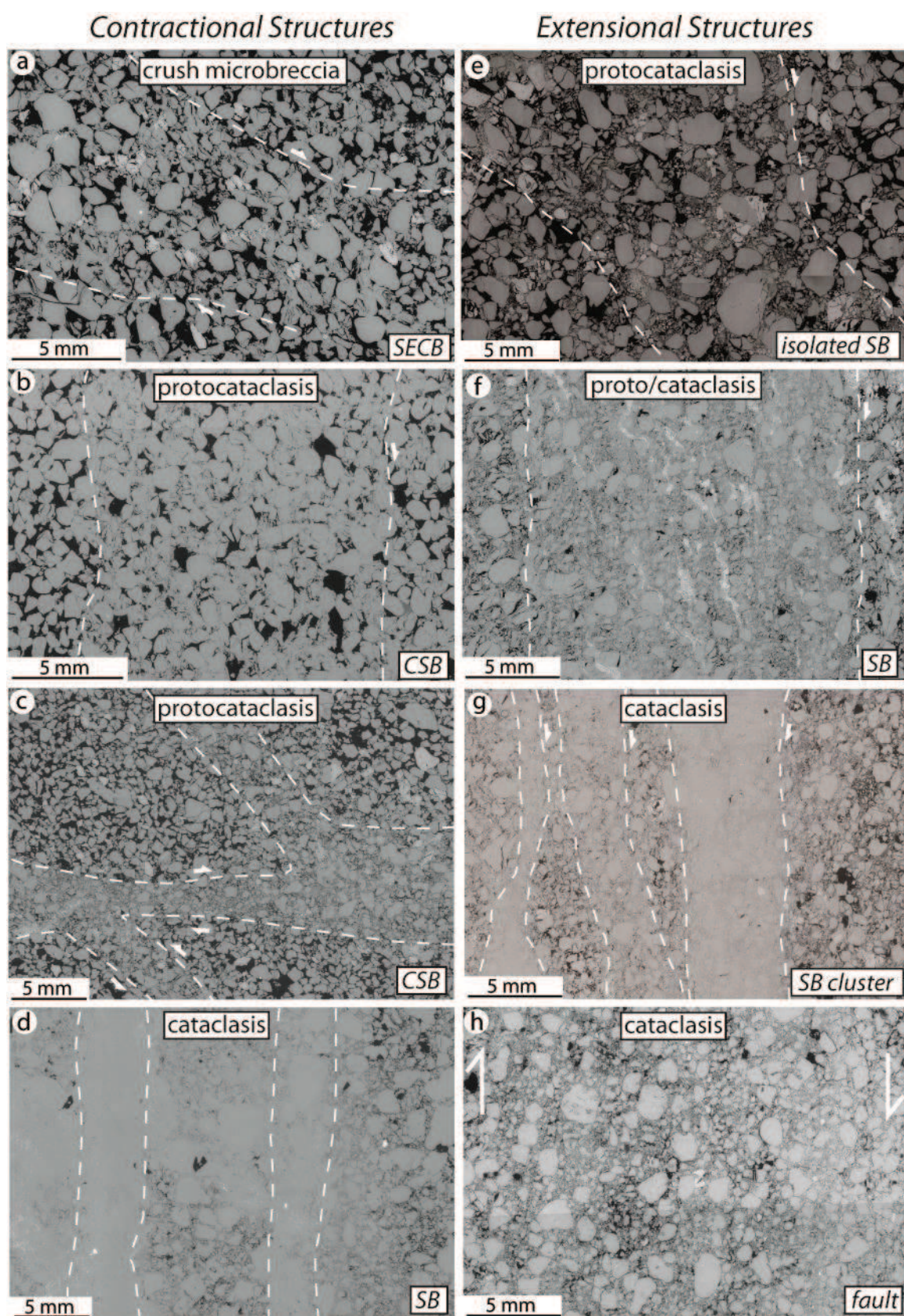


Fig. 7. SEM photomicrographs showing the microstructures of the deformation bands of Provence. (a) Crush microbreccia of reverse-sense SECB. (b) and (c) Protocataclasis of reverse-sense CSBs. (d) Cataclasis of reverse-sense SBs. (e) Protocataclasis of isolated normal-sense SBs. (f) and (g) Cataclasis of normal-sense clustered SBs. (h) Cataclasis of normal fault zone.

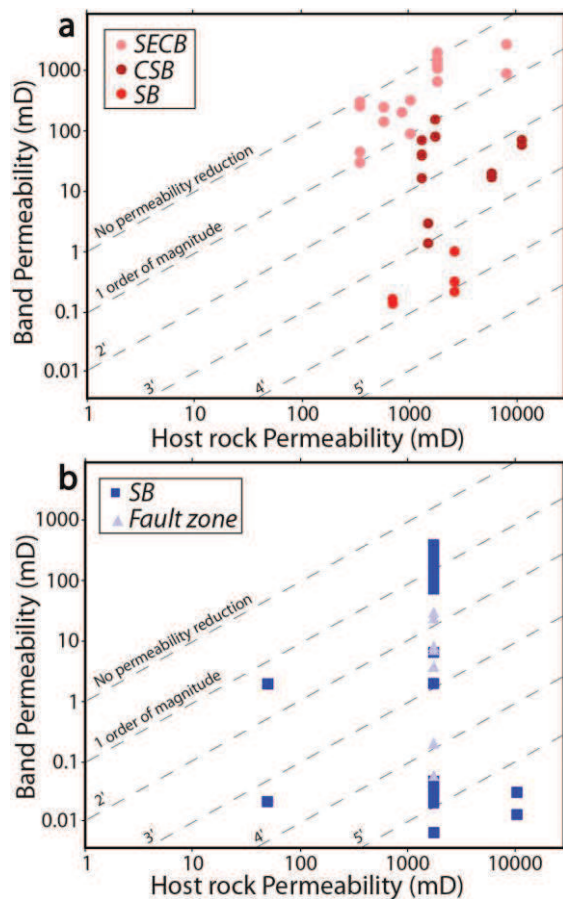


Fig. 8. Plots showing the *Band Permeability* versus the *Host Sand Permeability*. (a) Contractional structures. (b) Extensional structures.

5. Discussion

5.1 Controlling parameters on the distribution-localization of deformation bands

Pervasively distributed networks of reverse-sense deformation bands are observed in the entire area (Fig. 3a) whereas normal-sense deformation bands appear more heterogeneously distributed and specifically located around large-scale faults (Fig. 3b). This result is consistent with other examples of distributed band networks observed in contractional settings (Mollema and Antonellini, 1996; Swierczewska and Tokarski 1998; Davis, 1999; Cashman and Cashman, 2000; Sternlof et al., 2004) versus extensional settings (Antonellini and Aydin, 1995; Shipton and Cowie, 2001; Du Bernard et al., 2002; Johansen and Fossen, 2008). A wide distribution of compactional shear bands appear then to be the result of contractional deformation of

sand(stone) (Fig. 9a) whereas a stronger localization of shear bands is expected during extension (Fig. 9b) (e.g. Soliva et al., 2013). Small cataclastic faults within the sand units are exclusively observed related to the extensional regime in the study area (Figs. 6c and d), whereas no localized fault is observed related to the contractional regime. This suggests that fault initiation in the sand-dominated unit was only possible in extension. Shear localization in extensional context is consistent with Soliva et al. (2013), who suggest that an increase in the differential stresses (Q) is promoted under “normal fault” Andersonian regime compared to “thrust fault” regime which promotes the increase of the mean stress (P), and therefore less shear deformation bands with less cataclasis. This analysis supports, for comparable conditions of host sand properties and burial depths, the idea that tectonic regime has an influence on deformation band distribution, as suggested by Solum et al. (2010) and Sallet and Wibberley (2010). However, we cannot exclude that strain hardening during the contractional phase enhanced the subsequent cataclastic normal faulting, as described by Wibberley et al. (2007). The presence of an early set of deformation bands can change the organization and characteristics of a second generation by strain hardening (Schultz and Siddharthan, 2005). However, no clear influence of the reverse-sense networks are observed on the characteristics of normal-sense networks; especially for SECB that only gently affect the grain framework (Fig. 7a). It is also worth noting that in coarse sand layers devoid of reverse-sense bands, as observed in quarries close to Bédoin in south-east of the study area (Sallet et Wibberley, 2010), normal-sense shear bands show the same geometrical attributes as those cutting reverse bands.

Sites	Structures	ϕ (%)	k (mD)	R50 (μm)	Ra (μm)	T
BONCAVAI	HR	27.32	1778	44	75.	0.92
	SECB	23.68	1526.8	34	59	
	SECB	22.55	1089	30	48	
	SECB	25.77	1252.1	32	63	
	SECB	23.32	2034	47,0	91	
	SECB	25.21	1159.4	34	59	
	SECB	25.52	652.4	22	38	
	SECB	25.02	1355.4	31	68	
	SECB	25.82	1469.2	38	80	
	HR	38.84	7707.7	25	36	
	SECB	32.83	891.4	18	25	
	SECB	33.98	2663.8	20	30	
LES OCREs	HR	34.12	924.8	17	36	0.58
	SECB	31.89	179	15	29	
MONTMOUT	HR	24.3	984	41	50	0.61
	SECB	24.09	87.6	21	48	
	SECB	25.65	321.3	26	45	
	HR	35.14	556.7	21	31	
	SECB	29.05	140.7	28	48	
	SECB	26.91	242.7	30	48	
TRESQUES	HR	23.41	462.7	45	73	0.91
	SECB	19.8	29	17	50	
	SECB	23.02	274	38	74	
	SECB	21.13	296.1	29	58	
	SECB	18.82	44.9	8	31	
ORANGE	HR	25.51	1263.6	4	73	0.44
	CSB	16.23	16.6	16	37	
	CSB	20.26	70.7	29	82	
	CSB	18.62	40.6	26	79	
	CSB	16.06	42.5	14	45	
CHAPUS	HR	26.46	1683.5	39	74	0.51
	CSB	19.37	157	11	42	
	CSB	19.63	81.4	11	45	
ST MICHEL	HR	32.7	10676.9	46	72	0.08
	CSB	24.88	70.3	9	28	
	CSB	24.1	58.8	8.7	34	
CONNAUX	HR	25.91	1440.3	34	65	0.09
	CSB	16.91	3	3	10	
	CSB	13.92	1.4	2.1	10	
BRUGAS	HR	36.23	5605.5	16	27	
	CSB1	25.03	17.1	6.6	12	
	CSB2	25.45	17.8	6.6	17	
ST HIPPOLYTE	HR	24.51	2524.1	24	63	0.002
	CSB	11.31	0.2	0.4	13	
	CSB	11.81	1	1.4	10	
LEPIN	HR	21.61	664.8	25	57	0.02
	SB	8.69	0.1	0.3	1.4	

SPIR	SB	10.68	0.2	0.7	2.2	0.002
	HR	24.51	2524.1	2	63	
	SB	15.25	0.3	0.7	2.9	
BOLLENE	SB	7.77	0.2	0.7	2.3	0.002
	HR	22.05	50	9.9	23	
	SB	10	0.02	0.	2.6	
ST MICHEL	SB	17.46	1.9	1	7.6	0.002
	HR	32.7	10676.9	46	72	
	SB	8.51	0.01	0.2	1.9	
BONCAVAI	SB	6.52	0.03	0.4	2.5	0.002
	HR	27.32	1778	44	75	
	proto SB.	24.4	243	12	34	
	proto SB.	25.4	238	18	47	0.47
	proto SB.	26.4	316.3	24	50	
	proto SB.	23.5	204.2	21	60	
	proto SB.	23.1	75.9	9.9	40	0.47
	proto SB.	27.6	415	19	59	
	proto SB.	27.3	293.6	14	40	
	proto SB.	28.1	315.6	13	48	0.47
	proto SB.	25.2	131.2	21	50	
	proto SB.	28.3	182	18	48	
	proto SB.	26.3	204.5	18	52	0.006
	proto SB.	26.7	93.8	14	50	
	proto SB.	27	104.8	13	42	
	proto SB.	26.3	69.8	14	48	0.006
	proto SB.	28.8	147.4	16	51	
	cata. SB.	22.3	6.6	2.8	29	
	cata. SB.	17.2	2	2.1	6.8	0.006
	cata. SB.	8.2	0.04	0.8	1.6	
	cata. SB.	6.3	0.03	1.3	3.9	
	cata. SB.	7.5	0.02	0.6	1.4	0.01
	cata. SB.	4.2	0.01	1.3	3.1	
	cata. FZ	14.37	0.21	0.9	4.4	
	cata. FZ	13.08	8.2	0.3	2.2	0.01
	cata. FZ	19.5	7.3	2.8	5.3	
	cata. FZ	22.5	27.5	8	21	
	cata. FZ	18.6	4.1	2.6	4.8	0.01
	cata. FZ	24.82	29.9	5.6	18	
	cata. FZ	19.28	4	1.8	4.2	
	cata. FZ	14.15	0.1	0.4	2.6	0.01

Table 3. Petrophysical properties of the deformation bands of the study area. (ϕ = Porosity; k = Permeability; R_{50} = Median Pore Access Radius; R_a = Threshold Pore Access Radius; T = Transmissibility Multiplier)

Large-scale faults can influence the distribution and the characteristics of deformation band networks. This influence seems particularly prominent in the contractional regime where networks of clustered SBs are only observed close to the Roquemaure thrust (Figs. 4c and d). An

increase in differential stress (Q) is generally described in the compressive quadrant and at the tip of faults or shear fractures (Pollard et Segall, 1987; Barquins et al., 1992) (Fig. 10a). Okubo and Schultz (2005) described the increase in strain energy density in a sandstone layer at the tip of a

thrust propagating from the basement layer (Fig. 10b). These authors used this result to explain the specific occurrence of shear bands observed by Jamison and Stearns (1982) at the tip of faults in western US (e.g. Schultz, 2011; Brandenburg et al., 2012). The formation of SBs showing cataclasis (Fig. 7d) and permeability reduction (Fig. 8a) seems then favored around the tip of a propagating thrust. The reverse-sense clustered SBs located around the Roquemaure thrust in Provence could then be explained by this increase in differential stress (Q) induced by its propagation (Figs. 10c and d). Normal-sense SB networks (Fig. 6a), complex core zone (Fig. 6c) and intense cataclasis (Fig. 7g) are also observed adjacent to the normal faults in Provence (Fig. 3b). Some SBs and intraformational faults showing only few bands in their damage zone (Fig. 6d) and moderate cataclasis (Fig. 7h) are also observed in places devoid of large scale faults and can represent the pattern of isolated fault initiation (Fig. 3b). The presence of inherited large-scale faults is an important controlling factor on the localization of cataclastic and SBs. This process is potentially not restricted to the contractional regime, especially for SBs observed close to map-scale normal faults, which could propagate from

inherited faults in the carbonate rocks underneath.

The grain size of the host sands can control the initiation and the organization of the reverse-sense SECBs and CSBs in the folded foreland part of the basin. The SECB networks are preferentially located in the coarse-grained layers within the Turonian sand-dominated unit at the Mondragon anticline whereas no bands are observed in fine-grained layers (Ballas et al., 2013). This influence of the host sand grain size on the initiation of deformation bands is consistent with the laboratory tests realized on porous sandstones (Wong and Baud, 2012 and all the papers cited therein) and previous field examples (Antonellini and Aydin, 1994; Mollema and Antonellini, 1996; Schultz et al., 2010; Fossen et al., 2011) suggesting that the strength to shear-compaction banding is a function of grain size and porosity. Furthermore, correlations observed between the mean grain diameter of the host sand and the dihedral angles, the mean band thickness and the mean band spacing (Fig. 5e), suggest a control of the host sand grain size on the geometrical attributes of the band networks formed in contractional setting (Figs. 11a and b). However, the absence of correlation between the maximum band thickness and the

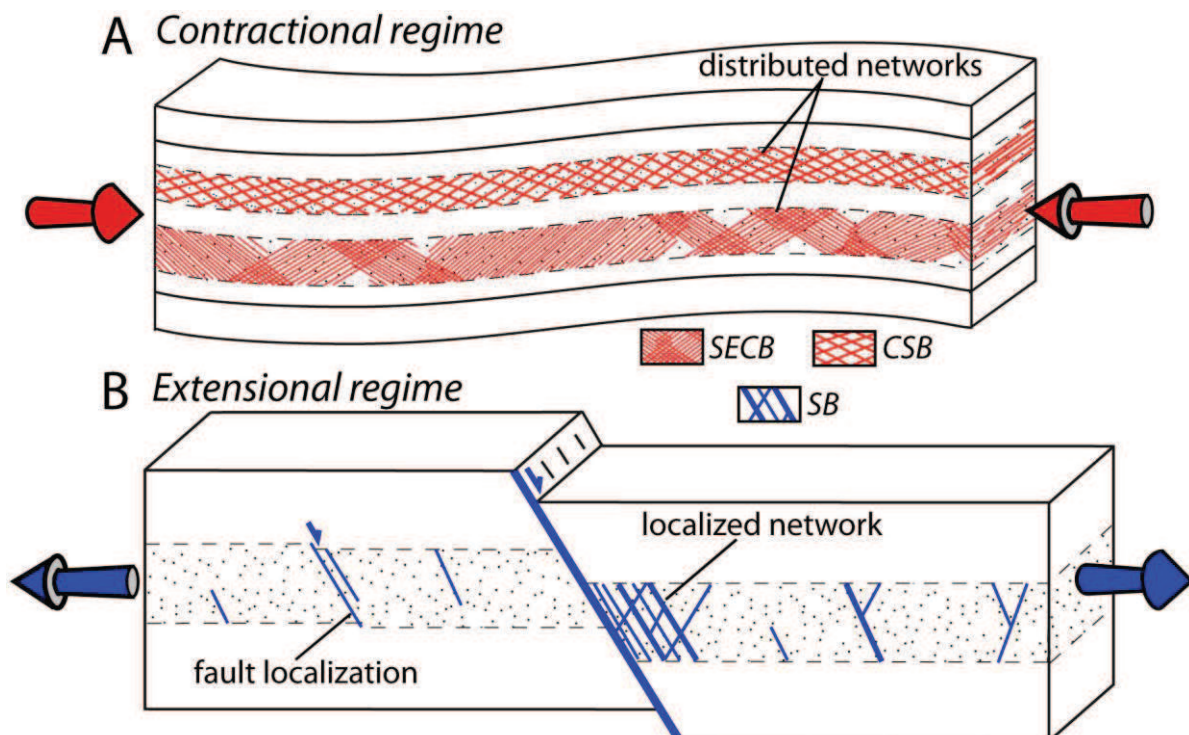


Fig. 9. Difference of deformation bands distribution as a function of the tectonic regime. (a) Contractional regime. (b) Extensional regime.

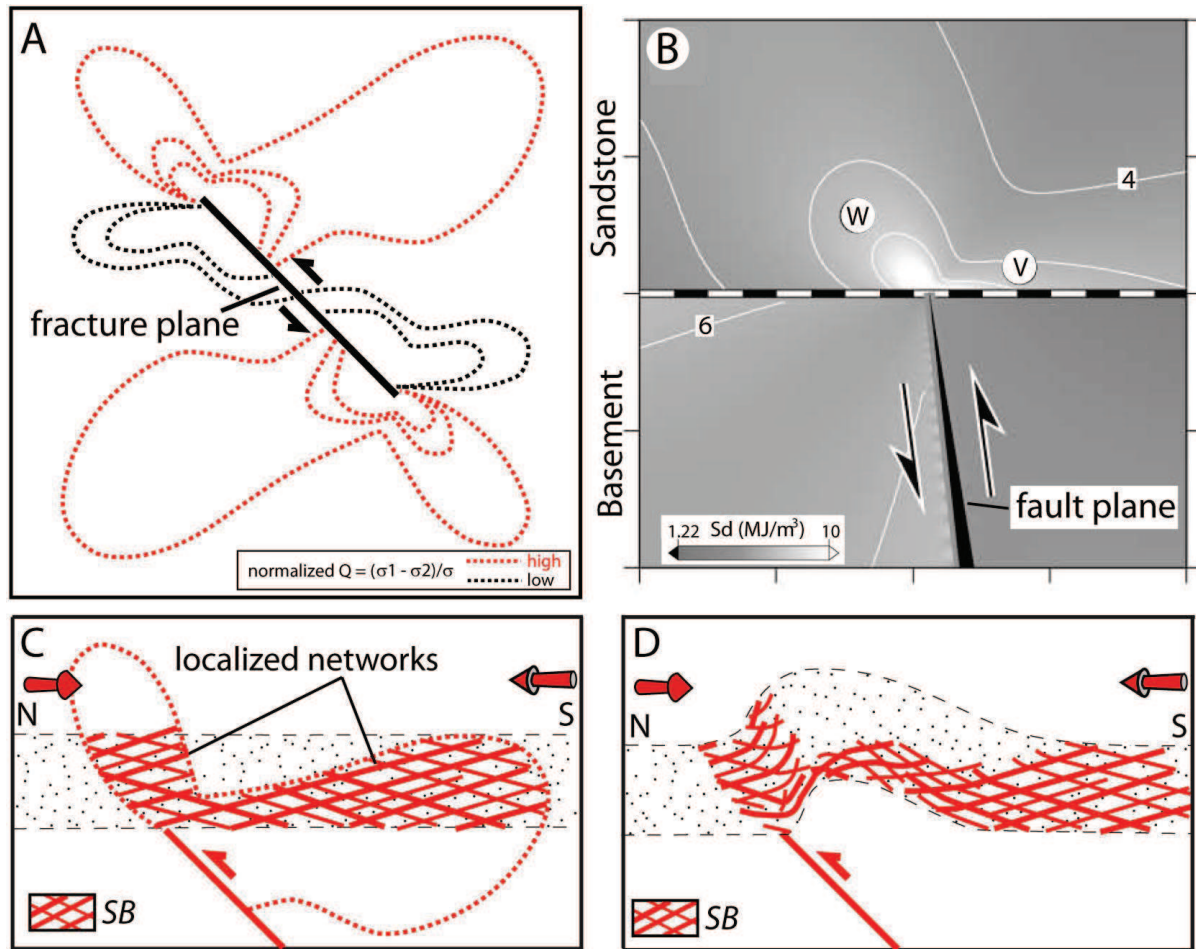


Fig. 10. Influence of large-scale fault on the localization of SBs. (a) Calculated isovalues of differential stress around a shear fracture (modified from Barquins et al. (1992)). (b) Increase of the distortional strain energy density (Sd) at the fault tip (modified from Okubo and Schultz (2005)). (c) Formation of localized networks of reverse-sense SBs around a thrust. (d) Fold development. (**W** and **V** = lobes of distortional strain energy increase)

median grain diameter (Fig. 5f), suggests no significant influence of the grain size on the reverse-sense SBs characteristics. No clear evidences are observed between the host sand grain size and the initiation or the geometrical attributes of normal-sense SB networks and faults. The host sand grain size appears then as only controlling the geometry of distributed compactional band networks and not the geometry of SBs. This is probably due to the fact that stress conditions for both (1) initiation under normal fault stress regime and (2) propagation of a reactivated fault, the differential stress (Q) increases steeply and the mean stress (P) does not change much (Fig. 10a). In that case, the frictional Coulomb-type line could be reached, which one is not thought to be dependent on grain size or porosity, at least not as much as the cap part of the envelope. Grain size seems therefore a factor of second order on the band networks initiation and

organization, although the main control is assumed to be the tectonic setting and the presence of large-scale faults (Fig. 11).

Local heterogeneities could disturb the organization of deformation band networks. Parameters such as the thickness of sand layers and their mechanical properties (Chemenda et al., 2012), the type of rock surrounding the sandstone layer (Johansen and Fossen, 2008) or the architecture of sedimentary deposits within the sandstones (Eichhubl et al., 2010; Deng and Aydin, 2012) probably disturb the band network organization. These heterogeneities could explain the scatter of data observed in the correlations between the geometrical attributes of the band networks of Provence (Fig. 5). The burial depth, which could influence the dihedral angle between the conjugate sets of shear bands (Bésuelle, 2001),

is in that case not variable enough in the whole study area to estimate its impact on the band network geometry. However, more investigations are needed to better constrain the influence of these different heterogeneities as controlling factors of second order on the band network characteristics.

5.2 Implication for sandstone reservoirs

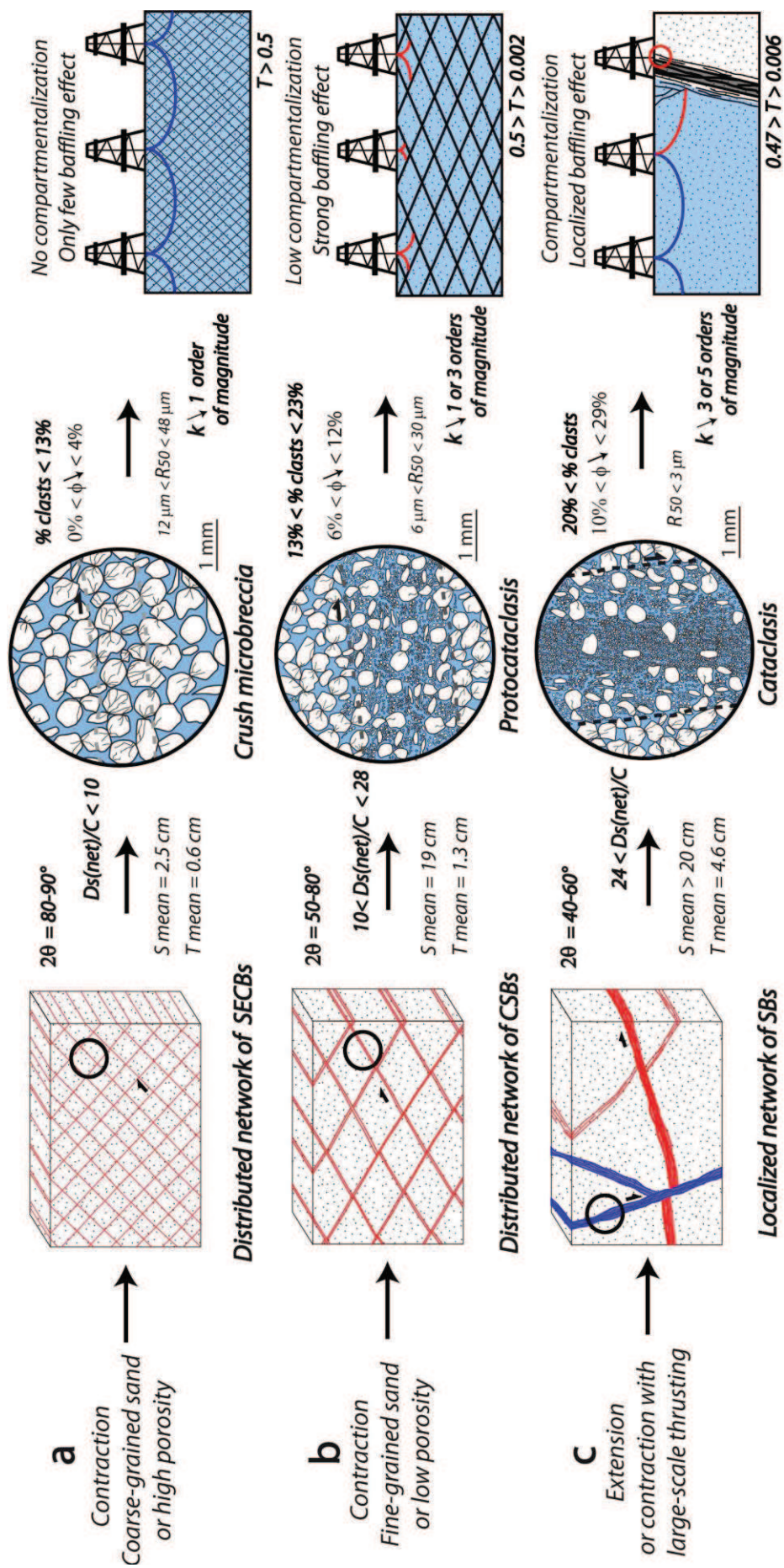
The permeability reduction within the studied band networks, their continuity and distribution in a reservoir unit, and their location at the basin-scale must exert a significant control on fluid flow or affect the reservoir connectivity.

The permeability reduction measured in the distributed SECBs and CSBs, never higher than 3 orders of magnitude, and the relative discontinuity of these bands (small length, relay zones, zones devoid of bands...) prevent them from impeding fluid flow or compartmentalizing sandstone reservoirs (Fig. 8a). These permeability reduction could be just enough to affect water flow in the vadose zone (Ballas et al., 2012), but not sufficient to form sealing structures (e.g. Sallet and Wibberley, 2013). The networks of SECBs slightly reduce the transmissibility (T) of the sandstone unit which ranges from 0.5 to 0.92 (T reductions ranging from 0.08 to 0.5) and represent therefore only limited interests in the reservoir management (e.g. Ballas et al., 2013) (Fig. 11a). Only small band-parallel channeling of fluids and a low baffling effect delaying the water breakthrough could be expected in presence of these types of band networks (e.g. Sternlof et al., 2006). Distributed networks of CSBs reduce the transmissibility which ranges from 0.002 to 0.5 (T reductions ranging from 0.6 to 0.998). Their impact on the reservoir connectivity must be expected to vary from one site to another but for the major part of them the transmissibility is lower than 0.1. Rotevatn et al. (2013) show that the CSB networks of the Orange Quarry, even for the case of

low decrease of transmissibility, can strongly reduce the effective permeability. These bands then seem too permeable to form permeability barriers and compartmentalize the sandstone reservoirs, but are significantly able to strongly reduce their connectivity and induce a strong baffling effect (e.g. Solum et al., 2010; Brandenburg et al., 2012) (Fig. 11b).

Cataclastic SBs and faults induce permeability reductions up to 5 orders of magnitude (Figs. 8a and b). Even if some lateral discontinuity and petrophysical property variations are observed and potentially allow zones of leakage (Torabi and Fossen, 2009; Ballas et al., 2012), these structures show enough permeability reduction to constitute permeability-barriers for fluid flow (Antonellini et al., 1999; Fisher and Knipe, 2001; Ballas et al., 2012). These bands reduce the transmissibility multiplier of the sandstone reservoir to below 0.1, sometimes to less than 0.002 similarly to the way the distributed network of CSBs reduce transmissibility. These structures could therefore strongly affect the reservoir connectivity and should thus be strongly considered during reservoir management (Fig. 11c). However, shear bands are specifically located in a few-hundred meter damage zone around large-scale faults for both contractional and extensional settings. Reduced productivity in wells located close to large-scale fault and strong baffling effect can be expected (Fossen and Bale, 2007), but the localization of shear bands in a relatively narrow damage zone makes the rest of the reservoir little affected by sealing bands (Fig. 11c). Cataclastic shear bands appear then as the most important type of structures controlling and trapping fluid flow in porous sandstone, but their localized appearance prevent the pervasive decrease in reservoir connectivity that compactional shear band networks are capable of producing.

Fig. 11. Parameters controlling the organization and the petrophysical properties of deformation band networks in porous sandstone reservoir. (2θ = Dihedral Angle; $Ds(net)/Dc$ = Shear-Displacement/Compaction Ratio; **Sb mean** = Mean band Spacing; **Tb mean** = Mean band Thickness; **% clasts** = Proportion of Cataclastic Matrix; ϕ = Porosity; R_{50} = Median Pore Access Radius; k = Permeability; T = Transmissibility Multiplier)



6. Conclusions

The analysis of the basin-scale distribution, geometrical attributes, microstructures and petrophysical properties of the deformation band networks from Provence emphasizes the influence of tectonic setting, the presence of large-scale faults or the host sand grain size on band localization and characteristics.

- **Control of tectonic setting:** A pervasive distribution of networks of shear-enhanced compaction bands (SECBs) and compactional shear bands (CSBs) is favored in contractional setting whereas a localization of networks of clustered shear bands (SBs) around normal-faults is promoted in extensional setting (Fig. 12). In Provence, fault initiation in sand unit has been inferred for extensional setting, but not for contractional setting.
- **Influence of large-scale fault:** A localization of networks of clustered SBs is observed close to a large-scale thrust in contractional setting. The increase of differential stress (Q) induced by the propagation of a large-scale fault seems

therefore to promote the formation of clustered SBs (Fig. 12).

- **Control of host sand grain size:** A correlation is observed between the host sand grain size and the geometrical attributes of band networks related to the contractional setting in areas devoid of large-scale thrusts. Although less important than the tectonic setting, the host sand grain size has a non-negligible effect on the band networks geometry (dihedral angle, thickness, spacing).

Intense cataclasis and low-permeability are observed in SB networks whereas crush microbreccia or protocataclasis, and moderate-permeability are observed in SECB and CSB networks. Extensional setting and large-scale faults therefore favor the formation of low-permeability shear bands which that form permeability-barrier and compartmentalize the sandstone reservoir. Distributed networks of compactional shear bands, formed in contraction and showing moderate permeability reduction, cannot compartmentalize the sandstone reservoirs but can, however, strongly affect their connectivity.

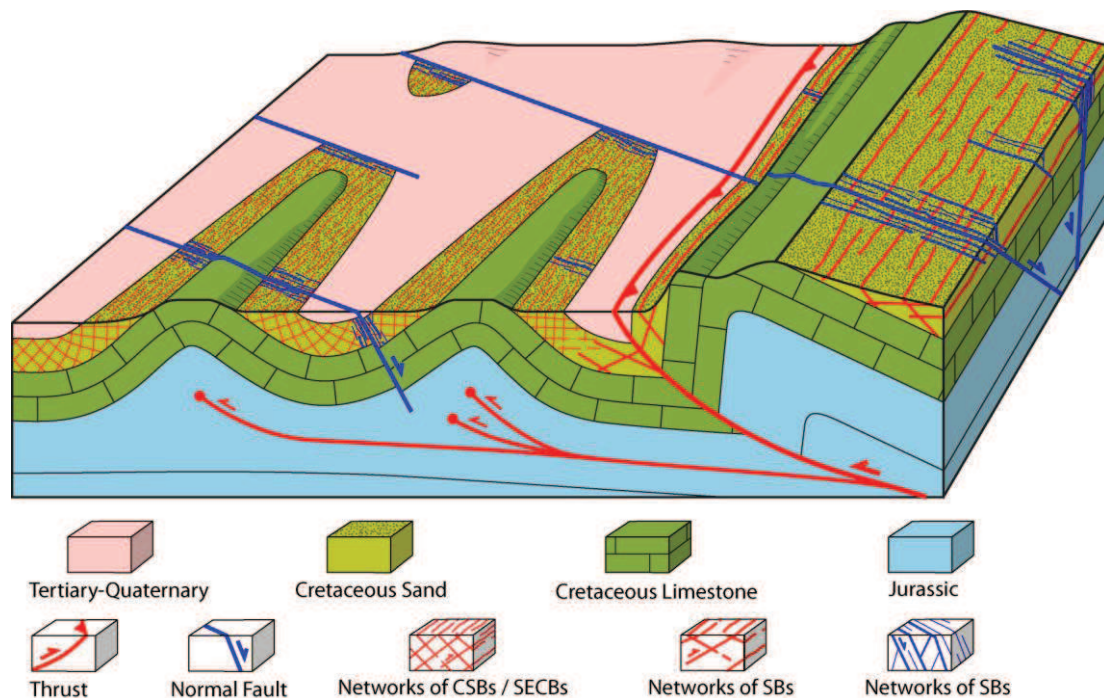


Fig. 12. Schematic block diagram showing the distribution of the deformation bands networks around the folds, the thrust and the normal faults in the study area.

Acknowledgements

This work was supported by the Laboratory of Geosciences Montpellier and by AREVA NC, which are gratefully acknowledged. Doriane Delmas and Christophe Nevado are thanked for the preparation of the thin-sections and Anne Delplanque is thanked for her helpful assistance to the figure management.

References

- Albouvette, B., Gros, Y., 1997. Cartographie géologique du Canton de Bagnols-sur-Cèze : Cadre structural et spécificité du site de Marcoule. Atlas des posters, Journées Scientifiques CNRS/ANDRA du 20-21 Octobre 1997 à Bagnols-sur-Cèze, poster G.G.7, 14–15.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 355–377.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., 1995. Effect of faulting on fluid flow in sandstones: geometry and spatial distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 642–671.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., Orr, L., 1999. Outcrop-aided characterization of a faulted hydrocarbon reservoir: Arroyo Grande oil field, California, USA. In: Haneberg, W.C., Mozley, P.S., Moore, J.C., Goodwin, L.B. (Eds.), *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust* (eds), American Geophysical Union Geophysical Monograph 113, 7–26.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, 139–171.
- Aydin, A., Johnson, A.M., 1978. Development of Faults as Zones of Deformation Bands and as Slip Surfaces in Sandstone. *Pure and Applied Geophysics* 116, 931–942.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology* 28, 83–98.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Benedicto, A., Cavailhes, T., Raynaud, S., 2012. The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone (Provence, FRANCE). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 96, 2167–2186.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit, E., 2013. Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, FRANCE). *Journal of Structural Geology* 47, 3–15.
- Barquins, M., Petit, J.-P., Mauguis, D., Ghalayini, K., 1992. Path and kinetics of branching from defects under uniaxial and biaxial compressive loading. *International Journal of Fracture* 54, 139–163.
- Benedicto, A., Labaume, P., Seguret, M., Seranne, M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics* 15, 1192–1212.
- Bésuelle, P., 2001. Evolution of Strain Localisation with Stress in a Sandstone : Brittle and Semi-Brittle Regimes. *Physics and Chemistry of the Earth* 26, 101–106.
- Brandenburg, J.P., Alpak, F.O., Solum, J.G., Naruk, S.J., 2012. A kinematic trishear model to predict deformation bands in a fault-propagation fold, East Kaibab monocline, Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 96, 109–132.
- Cashman, S., Cashman, K., 2000. Cataclasis and deformation-band formation in unconsolidated marine terrace sand, Humboldt County, California. *Geology* 28, 111–114.
- Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-miocène en Provence occidentale. *Geodinamica Acta* 13, 67–85.
- Chemenda, A., Wibberley, C.A.J., Sallet, E., 2012. Evolution of compactive shear deformation bands:

- Numerical models and geological data. *Tectonophysics* 526–529, 56–66.
- Davis, G.H., 1999. Structural geology of the Colorado Plateau Region of southern Utah. In: *Geological Society of America Special Paper* 342, 1–157.
- Du Bernard, X., Labaume, P., Darcel, C., Davy, P., Bour, O., 2002. Cataclastic slip band distribution in normal fault damage zones, Nubian sandstones, Suez rift. *Journal of Geophysical Research* 107, B7, 2141.
- Deng, S., Aydin, A., 2012. Distribution of compaction bands in 3D in an aeolian sandstone: The role of cross-bed orientation. *Tectonophysics* 574–575, 204–218.
- Eichhubl, P., Hooker, J., Laubach, S.E., 2010. Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. *Journal of Structural Geology* 32, 1873–1886.
- Exner, U., Tschegg, C., 2012. Preferential cataclastic grain size reduction of feldspar in deformation bands in poorly consolidated arkosic sands. *Journal of Structural Geology* 43, 63–72.
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology* 32, 1567–1575.
- Ferry, S., 1997. Apport des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne. In: *Actes des Journées Scientifiques CNRS/ANDRA (Eds.), Etude du Gard Rhodanien, Bagnols-sur-Cèze, EDP sciences*, 63–91.
- Fisher, Q.J., Knipe, R.J., 2001. The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology* 18, 1063–1081.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society, London* 164, 755–769.
- Fossen, H., Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 91, 1685–1700.
- Fossen, H., 2010. Deformation bands formed during soft-sediment deformation: Observations from SE Utah. *Marine and Petroleum Geology* 27, 215–222.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Torabi, A., 2011. Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 33, 1477–1490.
- Jamison, W.R., Stearns, D.W., 1982. Tectonic deformation of Wingate Sandstone, Colorado National Monument. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66, 2584–2608.
- Johansen, T.E.S., Fossen, H., 2008. Internal geometry of fault damage zones in interbedded siliciclastic sediments. In: Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E. Collettini, C. (Eds.), *The internal structure of fault zones: Implications for mechanical and fluid-flow properties. Journal of the Geological Society, London* 299, 35–56.
- Main, I.G., Kwon, O., Ngwenya, B.T., Elphick, S.C., 2000. Fault sealing during deformation-band growth in porous sandstone. *Geology* 28, 1131–1134.
- Manzocchi, T., Walsh, J.J., Nell, P., Yielding, G., 1999. Fault transmissibility multipliers for flow simulation models. *Petroleum Geoscience* 5, 53–63.
- Mollema, P.N., Antonellini, M.A., 1996. Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. *Tectonophysics* 267, 209–228.
- Okubo, C.H., Schultz, R.A., 2005. Evolution of damage zone geometry and intensity in porous sandstone: insight gained from strain energy density. *Journal of the Geological Society, London* 162, 939–949.
- Pollard, D.D., Segall, P., 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In: Atkinson, B.K. (Eds.), *Fracture Mechanics of Rock*. Academic, London, 277–350.

- Rangin, C., Le Pichon, X., Hamon, Y., Loget, N., Crespy, A., 2010. Gravity tectonics in the SE Basin (Provence, France) imaged from seismic reflection data. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 503–530.
- Rotevatn, A., Sandve, T.H., Keilegavlen, E., Kolyukhin, D., Fossen, H., 2013. Deformation bands and their impact on fluid flow in sandstone reservoirs: the role of natural thickness variations. *Geofluids*, 1–13.
- Saillet, E., Wibberley, C.A.J., 2010. Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France. *Journal of Structural Geology* 32, 1590–1608.
- Saillet, E., Wibberley, C.A.J., 2013. Permeability and flow impact of faults and deformation bands in high-porosity sand reservoirs: Southeast Basin, France, analog. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 97, 437–464.
- Sanchis, E., Seranne, M., 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès basin, southern France. *Tectonophysics* 322, 219–242.
- Schultz, R.A., Balasko, C.M., 2003. Growth of deformation bands into echelon and ladder geometries. *Geophysical Research Letters* 30, 2033.
- Schultz, R.A., Siddharthan, R., 2005. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics* 411, 1–18.
- Schultz, R.A., Okubo, C.H., Fossen, H., 2010. Porosity and grain size controls on compaction band formation in Jurassic Navajo Sandstone. *Geophysical Research Letters* 37, L22306.
- Schultz, R.A., 2011. Relationship of compaction bands in Utah to Laramide fault-related folding. *Earth and Planetary Science Letters* 304, 29–35.
- Séranne, M., Benedicto, A., Labaume, P., Truffert, C., Pascal, G., 1995. Structural style and evolution of the gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology* 12, 809–820.
- Shipton, Z.K., Cowie, P.A., 2001. Damage zone and slip-surface evolution over μm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 23, 1825–1844.
- Shipton, Z.K., Cowie, P.A., 2003. A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone. *Journal of Structural Geology* 25, 333–344.
- Soliva, R., Schultz, R.A., Ballas, G., Taboada, A., Wibberley, C.A.J., Saillet, E., Benedicto, A., 2013. A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties; new insight from Provence (SE France). *Journal of Structural Geology* 49, 50–63.
- Solum, J.G., Brandenburg, J.P., Naruk, S.J., Kostenko, O.V., Wilkins, S.J., Schultz, R.A., 2010. Characterization of deformation bands associated with normal and reverse stress states in the Navajo Sandstone, Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 94, 1453–1475.
- Sornay, J., 1950. Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. Ph.D. thesis. University of Grenoble.
- Sternlof, K., Chapin, J.R., Pollard, D.D., Durlofsky, L.J., 2004. Effective permeability in sandstone containing deformation band arrays. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88, 1315–1329.
- Sternlof, K., Karimi-Fard, M., Pollard, D.D., Durlofsky, L.J., 2006. Flow and transport effects of compaction bands in sandstone at scales relevant to aquifer and reservoir management. *Water Resources Research* 42, W07425.
- Sun, W., Andrade, J.E., Rudnicki, J.W., Eichhubl, P., 2011. Connecting microstructural attributes and permeability from 3D tomographic images of in situ shear-enhanced compaction bands using multiscale computations. *Geophysical Research Letters* 38, L10302.

2.4. Synthèse

Ces différentes analyses ont permis de mettre en évidence différents processus et paramètres de contrôle structuraux, permettant aux bandes de déformation d'affecter les circulations de fluides en milieu réservoir gréseux.

L'analyse des bandes cataclastiques cisailantes à jeu normal montre que les bandes d'un même réseau n'ont pas toutes la même influence sur les circulations de fluides. Les caractéristiques pétrophysiques de ces structures sont contrôlées par un paramètre majeur : **l'intensité de la cataclase**. En effet, seules les bandes comportant des microstructures cataclastiques à plus de 23% de matrice de grains broyés limitent les oxydations à l'affleurement et donc les circulations de fluides météoriques en zone vadose et phréatique. Ces microstructures très déformées se localisent préférentiellement dans les amas de bandes les plus épais mais s'observent aussi dans certaines bandes multibrins et les zones de failles. Cette analyse nous a permis de fixer les seuils respectifs de 10 % et de plus de 2 ordres de grandeur de réductions de porosité et de perméabilité par rapport au grès hôte, entre les bandes pouvant stopper les circulations de fluides et celles n'ayant aucun effet.

L'étude des shear-enhanced compaction bands (SECBs) à jeu inverse montre tout d'abord, la possibilité de développement des **bandes cataclastiques** pour de très **faibles enfouissements**. Ces bandes montrent une cataclase de très faible intensité (crush microbreccia) et induisent uniquement des réductions de perméabilité de moins d'1 ordre de grandeur par rapport au grès hôte. Les SECBs n'ont donc aucun contrôle sur les oxydations associées aux circulations d'eaux météoriques, ce qui confirme le seuil de perméabilité entre structures barrières et non-barrières établi à partir de l'analyse des bandes cataclastiques cisailantes à jeu normal (voir *note 1*). La comparaison de ces structures avec leurs analogues des États-Unis, limitant les oxydations à l'affleurement et dans lesquelles de la cimentation est observée, confirme l'influence de l'enfouissement via des processus diagénétiques sur la perméabilité de bandes cataclastiques ainsi que sur leur rôle potentiel sur les circulations de fluides à plus grande profondeur.

L'analyse régionale des bandes de déformation de Provence souligne l'influence majeure du **régime tectonique** et de la **présence de grandes failles** sur la localisation, la distribution et les propriétés pétrophysiques des réseaux de bandes cataclastiques. Les bandes associées au régime normal sont localisées autour des failles cartographiques, alors que les bandes associées au régime inverse sont distribuées dans toute la région. Les bandes liées au régime normal, cisailantes et intensément cataclastiques, peuvent être attribuées à l'initiation et/ou à la propagation de failles dans les grès. Les bandes liées au régime inverse, modérément cisailantes et faiblement cataclastiques, se forment généralement en dehors des zones de failles. Ceci suggère que le régime inverse n'est pas propice à l'initiation des failles (la seule faille associée à ce régime s'est probablement propagée depuis les strates

situées sous les niveaux gréseux) ni à la formation de bandes cataclastiques très cisailantes. La perméabilité étant fonction de l'intensité de la cataclase dans les bandes (voir note 1), le régime normal est plus propice à la formation de bandes imperméables pouvant limiter les circulations de fluides en milieu réservoir. Des bandes inverses, très cisailantes, fortement cataclastiques et pouvant limiter les circulations de fluides, sont tout de même observées autour du chevauchement de Roquemaure. Ceci montre l'importance de la présence de grandes failles sur la formation de barrières de perméabilité, y compris en régime inverse. La présence de réseaux distribués de bandes modérément perméables (SECBs, CSBs) peut aussi avoir un impact non-négligeable sur la connectivité du réservoir. Notons que la granulométrie des matériaux semble avoir une certaine influence sur l'organisation des réseaux de bandes cataclastiques associées au régime inverse et en dehors des zones de failles.

Chapitre III

3. Analyse mécanique des bandes de déformation en Provence : Enveloppes de plasticité et trajets de contraintes

Dans ce chapitre nous présenterons tous les travaux menés dans la compréhension mécanique des paramètres contrôlant l'initiation et les caractéristiques des bandes de déformation dans les grès poreux de Provence. Dans une première partie, nous résumerons les différentes étapes permettant de **calcul les enveloppes de plasticité** des grès poreux à partir d'une solution empirique (pour plus de détail voir chapitre I, section 1.4). Nous décrirons ensuite les **essais triaxiaux** réalisés sur le grès de la carrière de l'Étang à Orange confirmant la forme des enveloppes calculées à partir de la solution empirique. Dans la **note 4** intitulée « *Sand textural control on deformation bands in poorly-lithified sandstone (Orange, France) – combined insight from field observations and experimental work* », nous mettrons en évidence le rôle de certains paramètres (**taille de grain, tri, lithification**) sur les enveloppes de plasticité de ces matériaux et pouvant avoir un impact sur l'initiation des bandes de déformation, notamment à faible profondeur. Dans une seconde partie, nous montrerons comment estimer **les trajets de contraintes** pour des grès poreux subissant une phase d'**enfouissement** puis de **chargement tectonique** (contractant et extensif). Le coefficient de pression des terres au repos (K_0) sera notamment calibré à partir de données de la littérature et de données de contraintes en forages. Dans la **note 5** intitulée « *A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties ; new insight from Provence (southern France)* » nous décrirons le modèle de localisation défini à partir des travaux développés dans ce chapitre et des résultats obtenus sur certains réseaux de bandes de déformation en Provence. Ce modèle nous permettra de déterminer l'initiation et les caractéristiques structurales et microstructurales des bandes de déformation. Dans une dernière partie nous synthétiserons les principaux résultats de ce chapitre et discuterons de la validité et des limites du modèle établi.

3.1. Quantification des enveloppes de plasticité

3.1.1. Estimation des enveloppes de plasticité par solution empirique

Pour calculer les enveloppes de plasticité des matériaux il est nécessaire de connaître la **porosité** et la **granulométrie** de chaque niveau analysé.

3.1.1.a. Mesure de la porosité et de la granulométrie

La porosité (n) de chaque niveau sableux étudié doit être mesurée (porosité à l'eau, porosité mercure, analyse d'image,...). Cette mesure doit cependant être faite sur un échantillon de grès non déstructuré.

La distribution de taille des grains doit être quantifiée, que ce soit par granulométrie laser (méthode recommandée car elle donne accès à une quantification plus précise de la distribution des tailles entre 0.3 et 2000 μm), par un tamisage classique ou par analyse d'image. Le diamètre de grain médian (D_{50}), correspondant au diamètre pour lequel 50% du volume de roche est constitué par des grains plus fins, peut être calculé à partir de la courbe de distribution cumulée des diamètres de grain (Fig. 3.01a). Le diamètre de grain modal (D_{modal}), correspondant à la classe de taille représentant la plus grande proportion du volume de roche, peut être calculé à partir de la courbe de distribution des diamètres de grains (Fig. 3.01b).

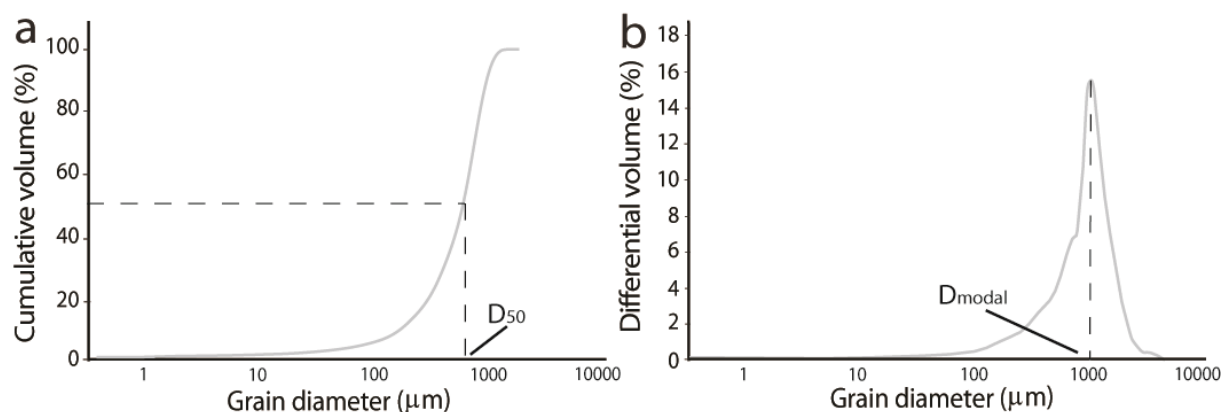


FIGURE 3.01 – Distribution des tailles de grains et quantification du diamètre médian (D_{50}) et modal (D_{modal}). (a) Distribution cumulée. (b) Distribution différentielle.

FIGURE 3.01 – Grain size distribution and quantification of median and modal grain diameter. (a) Cumulative distribution. (b) Differential distribution.

Le rayon médian ($R = D_{50}/2$) est généralement utilisé dans le calcul des enveloppes de plasticité. Néanmoins, l'utilisation du rayon modal ($R = D_{\text{modal}}/2$) peut être nécessaire dans l'analyse des grès mal triés (voir note 4).

Le **tri (Cu)** sera donc quantifié pour chaque niveau étudié à partir de la formule suivante :

$$Cu = D_{60}/D_{10}$$

Avec D_{60} : le diamètre de grain pour lequel 60% du volume de roche est constitué par des grains plus fins ; D_{10} : le diamètre de grain pour lequel 10% du volume de roche est constitué par des grains plus fins. Un $Cu < 4$ correspond à un grès bien trié (Cox et Budhu, 2008).

3.1.1.b. Calcul des enveloppes

Les enveloppes de plasticité des niveaux sablo-gréseux sont calculées à partir d'une solution empirique basée sur des analyses de grès poreux en presse triaxiale (Zhang et al., 1990 ; Wong et al., 1997 ; David et Selvadurai, 2002 ; Schultz et Siddhartan, 2005):

$$q^2 = M^2 p (P^* - p)$$

$$\text{Où } M = (6 \sin \phi) / (3 - \sin \phi) \text{ et } P^* = (nR)^{-1.5}$$

Avec q : le déviateur de contrainte ; p : la contrainte moyenne ; ϕ : l'angle de friction (en moyenne égal à 30° dans les grès poreux) ; n : la porosité ; R : le rayon de grains.

Ces enveloppes de plasticité peuvent alors être tracées dans des graphiques de contrainte moyenne ($P = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 / 3$) vs déviateur de contrainte ($Q = \sigma_1 - \sigma_3$) dans lesquels elles se présentent sous la forme d'un demi-cercle (Fig. 3.02). La droite reliant l'origine du graphique et le sommet du demi-cercle constituant la « critical state line » doit alors être tracée pour compléter l'enveloppe ; la partie gauche du demi-cercle n'étant pas considérée.

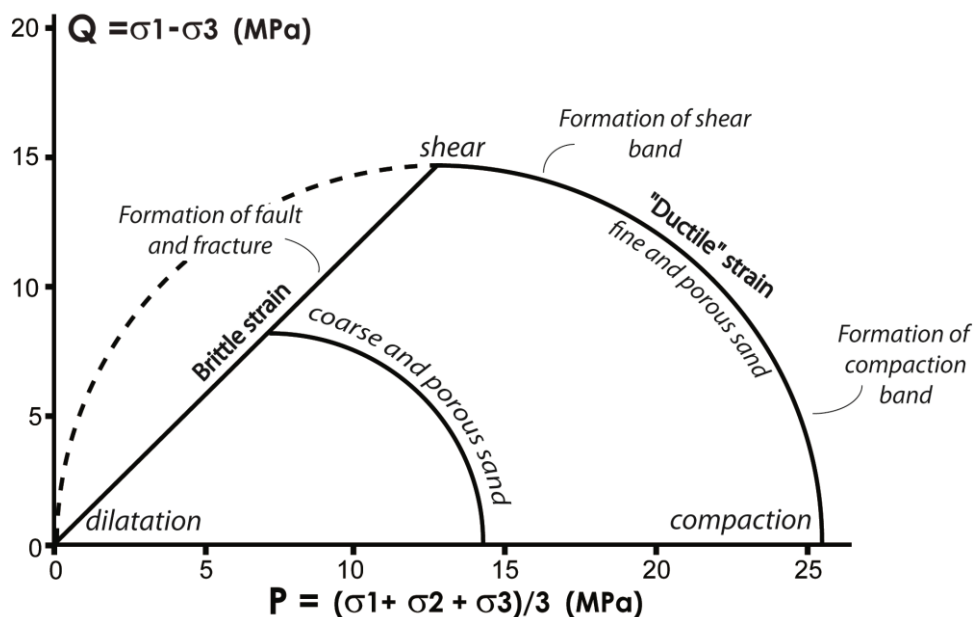


FIGURE 3.02 – Enveloppe de plasticité dans un diagramme $Q - P$.

FIGURE 3.02 – Yield envelope in $Q - P$ diagram.

Les enveloppes de plasticité des matériaux sablo-gréseux se présentent donc en deux parties distinctes :

- une partie linéaire selon laquelle la déformation est fragile et localisée avec la formation de fractures, de failles, voire de bandes de dilatance,
- une partie cap correspondant à la partie droite du demi-cercle selon laquelle la déformation est « ductile ». Cette déformation se présente sous forme de bandes de déformation compactantes et cisailantes ; le ratio cisaillement/compaction étant dépendant de la position sur le cap : très cisailant au sommet et de plus en plus compactant vers la base (Fig. 3.02).

En d'autres termes, plus le matériau est poreux et grossier, plus son enveloppe de plasticité sera réduite. Inversement, plus le matériau est peu poreux et fin, plus son enveloppe sera étendue (Fig. 3.02).

3.1.2. Mesure de l'enveloppe de plasticité du grès de la carrière de l'Étang (Orange)

Peu, voire aucune mesure en presse triaxiale n'a été réalisée sur des grès non-déstructurés et si peu lithifiés (peu compactés) que les grès de Provence. Il semble donc nécessaire de vérifier sur ce type de matériau, la validité de l'estimation des enveloppes de plasticité établie sur des grès poreux compactés. Des essais triaxiaux ont donc été réalisés sur le grès de la carrière de l'Étang à Orange (Fig. 3.03). Ces essais en cellule triaxiale ont été menés au laboratoire 3SR de Grenoble en collaboration avec **P. Bésuelle et P. Charrier**. Notons que nous avons réalisé d'autres essais sur les sables de la carrière de Montmout qui seront décrits succinctement à la fin de la note 4. D'autres essais ont été réalisés sur ces mêmes matériaux (sables de la carrière de Boncavaï) en collaboration avec **E. Skurtveit** (NGI, Oslo) et seront aussi présentés en note 4.

3.1.2.a. Echantillonnage et préparation des carottes

Un bloc de grès de dimension approximativement de 10 à 20 cm de longueur, largeur et profondeur a donc été prélevé dans la carrière de l'Étang, dans le niveau où l'on observe un réseau distribué de bandes cataclastiques cisailantes et compactantes (cataclastic compactional shear bands) (Figs. 3.03a et 3.03b). Une partie de cet échantillon a été déstructurée afin d'obtenir la distribution de taille des grains par granulométrie laser et tamisage pour les grains de diamètre supérieur à 1 mm (Fig. 3.03c). Le diamètre médian (d_{50}) et le diamètre modal (d_{modal}) ont été quantifiés à partir des courbes de distribution ainsi que le tri du matériau ($C_u = d_{60} / d_{10}$) (Tableau 3.01). La porosité de ce grès a aussi été mesurée par porosimétrie mercure (Tableau 3.01). Enfin, la majeure partie de ce bloc a été conservée pour la confection des carottes nécessaires à la réalisation des tests en presse triaxiale.

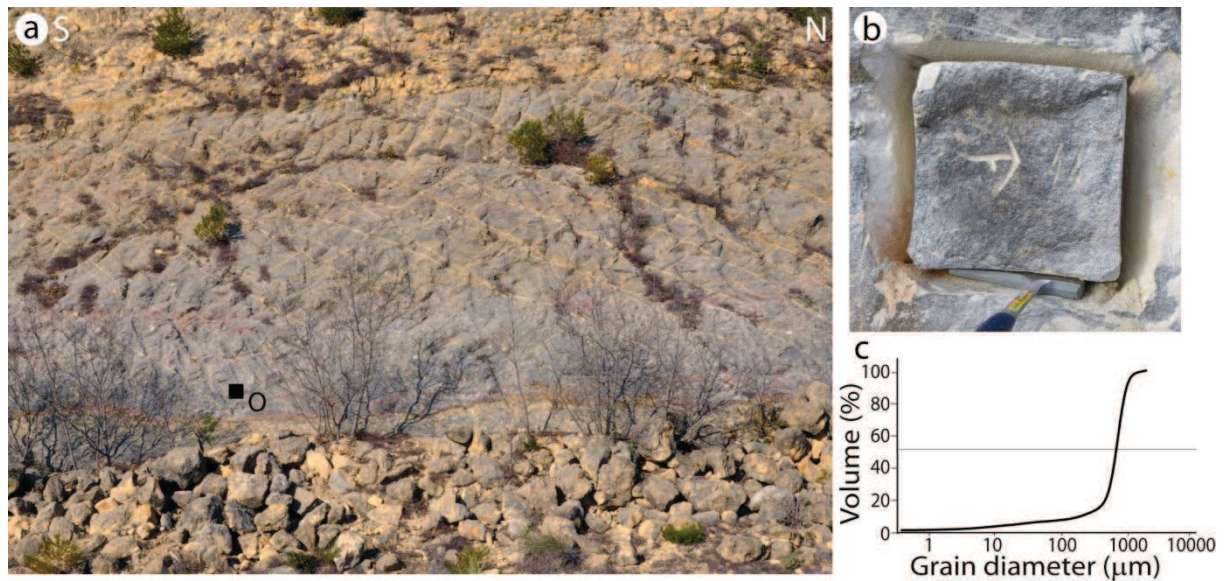


FIGURE 3.03 – Echantillonnage du grès de la carrière de l'Étang à Orange. (a) Affleurement montrant la localisation du bloc échantillonné. (b) Le bloc échantillonné. (c) Distribution des taille de grains.

FIGURE 3.03 – Sampling of Orange sand (Quartier de l'Etang quarry). (a) Outcrop showing the sample location. (b) Sample. (c) Grain size distribution.

	porosité	d_{50}	d_{modal}	Cu
	(%)	(mm)	(mm)	(d_{60}/d_{10})
L'Étang	26	0,66	0,74	3,5

TABLEAU 3.01 –Caractéristiques des sables/grès échantillonnés (d_{50} = diamètre de grains médian. d_{modal} = diamètre modal de grains ; Cu = tri).

TABLE 3.01 – Characteristics of sampled sands/sandstones (d_{50} = median grain diameter. d_{modal} = modal grain diameter; Cu = sorting).

Ce bloc de grès très peu cohésif a ensuite été imbibé d'eau puis congelé afin de pouvoir le carotter sans les détruire. Une dizaine de carottes ont ainsi pu être taillées ; immédiatement chemisées d'une membrane en néoprène nécessaire aux essais triaxiaux (Fig. 3.04a). Ces carottes ont ensuite été transportées, maintenues congelées jusqu'au laboratoire 3SR de Grenoble où les essais en cellule triaxiale ont été menés.

Pour ce type d'essai mécanique, les deux extrémités des échantillons doivent être parfaitement parallèles et lisses pour éviter toute déchirure de la membrane et homogénéiser la contrainte sur toute la surface de l'échantillon lors d'un chargement axial. Les deux extrémités de chaque carotte ont par conséquent été imprégnées de résine de coulée afin de combler les irrégularités (Fig. 3.04b). Un système formé d'un bloc de polystyrène percé et d'une coupelle en plastique filmée de papier aluminium, a été élaboré afin d'assurer le parallélisme des deux faces lors de leur imprégnation (Figs. 3.04c et 3.04d). Un côté est imprégné, puis le second après avoir retourné la carotte et plaqué celle-ci sur le bloc de polystyrène contre la coupelle basale (Fig. 3.04d). L'opération est répétée jusqu'à

obtenir deux extrémités lisses et sans bulles d'air. La membrane de néoprène a enfin été doublée pour limiter les risques de perforation lors des essais.

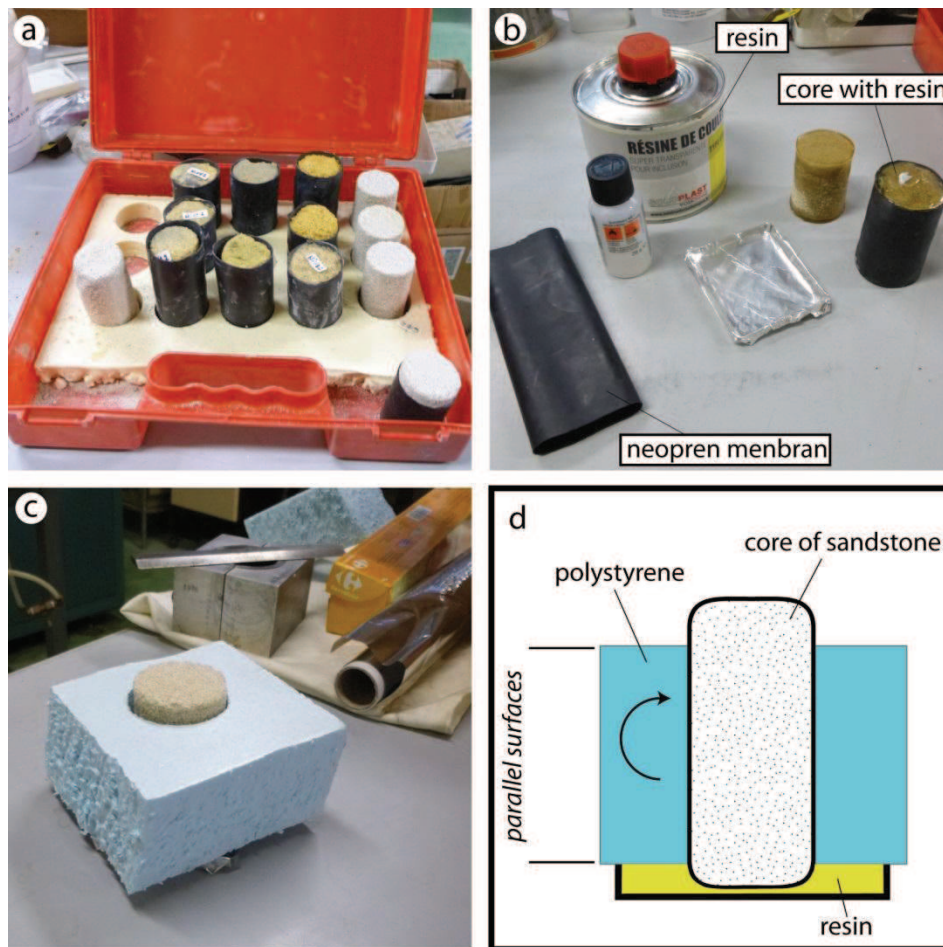


FIGURE 3.04 – Préparation des carottes. (a) Malette contenant les carottes échantillonnées à partir des blocs de grès congelés ; chemisées dans leur membranes en néoprène. (b) Matériel nécessaire au résinage des deux extrémités d'une carotte. (c) et (d) Système élaboré pour maintenir parallèles les deux faces opposées d'une carotte lors du résinage.

FIGURE 3.04 – Core preparation. (a) Box containing the samples within neoprene membrane. (b) Needed material to resin both edges of samples. (c) and (d) Material elaborated in order to maintain in parallel position both edges of sample during the resin incorporation.

3.1.2.b. Dispositif et résultats

La cellule triaxiale utilisée se compose de deux parties : (1) une partie inférieure correspondant à la chambre de confinement et (2) une partie supérieure contenant le piston de chargement axial (Fig. 3.05).

(1) La chambre de confinement est remplie d'huile, utilisée comme fluide de pression, puis reliée à la partie supérieure par huit tirants (Fig. 3.05). La pression de confinement est assurée par un générateur extérieur (piston confinement), connecté à la cellule par un flexible et piloté à partir d'un poste de gestion (Fig. 3.06a). Cette chambre est dimensionnée pour des pressions de confinement allant jusqu'à 60 MPa.

(2) La partie supérieure se compose de trois chambres de pression : une chambre supérieure où la pression est apportée lors d'essai en chargement axial, une chambre inférieure où la pression est apportée pour remonter le piston et une chambre d'auto-compensation reliée à la chambre de confinement assurant une pression de confinement constante dans la cellule inférieure (Fig. 3.05). Les pressions apportées à la partie supérieure de la cellule sont générées par un second générateur de pression externe (piston déviateur).

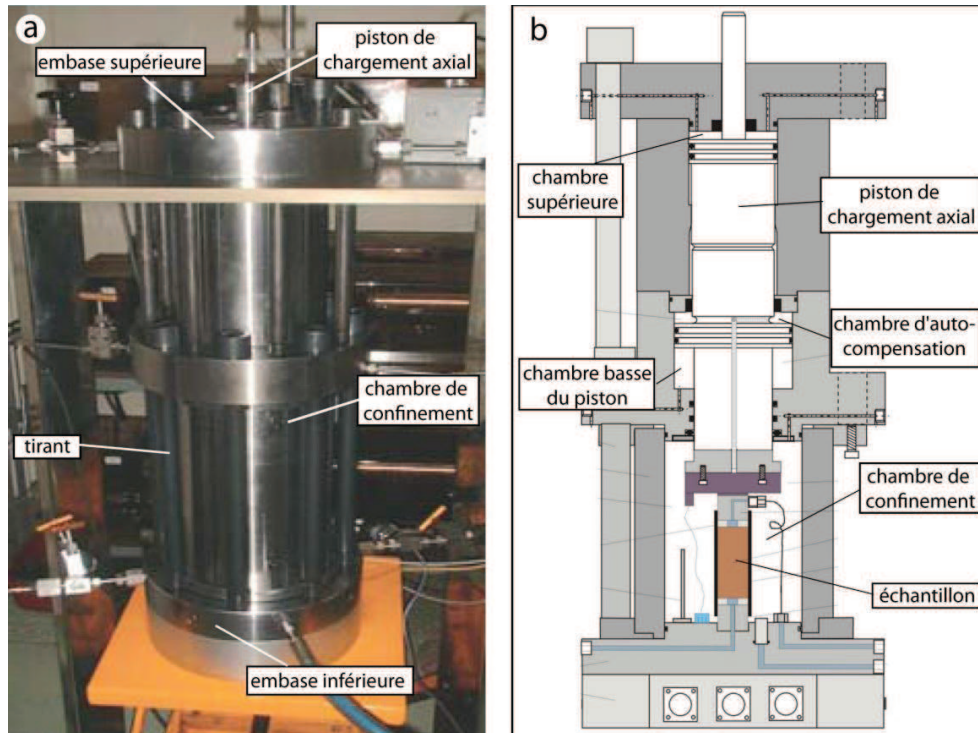


FIGURE 3.05 – (a) Photographie et (b) Schéma explicatif de la cellule triaxiale utilisée (modifié d'après Coll, 2005).

FIGURE 3.05 – (a) Picture and (b) Explicative scheme of the triaxial cell used in the approach (modified from Coll, 2005).

L'échantillon chemisé de sa membrane de néoprène est placé sur l'embase inférieure, entre deux petites embases et deux pierres poreuses assurant le drainage de l'échantillon pendant l'essai. Notons que les essais ont été menés en conditions non-saturées ; i.e. sans pression de fluide imposée à l'intérieur de l'échantillon. Un dispositif de 6 capteurs internes (capteurs LVDT) est placé autour de l'échantillon : deux verticaux afin de mesurer la déformation axiale et quatre horizontaux disposés selon deux diamètres perpendiculaires afin de mesurer la déformation radiale (Figs. 3.06b et 3.06c). Ces capteurs mesurent la course (allongement/raccourcissement) entre deux points fixés autour ou sur l'échantillon avec une précision du centième de millimètre (Fig. 3.06c). Un capteur LVDT placé sur le piston de chargement axial à l'extérieur de la cellule permet de mesurer le raccourcissement imposé par ce dernier lors d'un chargement axial. Enfin, un capteur permet de mesurer la force en tête du piston de charge. Ces mesures sont ensuite acquises et conditionnées par un système de traitement avant d'être exploitables à partir du poste de pilotage (Fig. 3.06a).

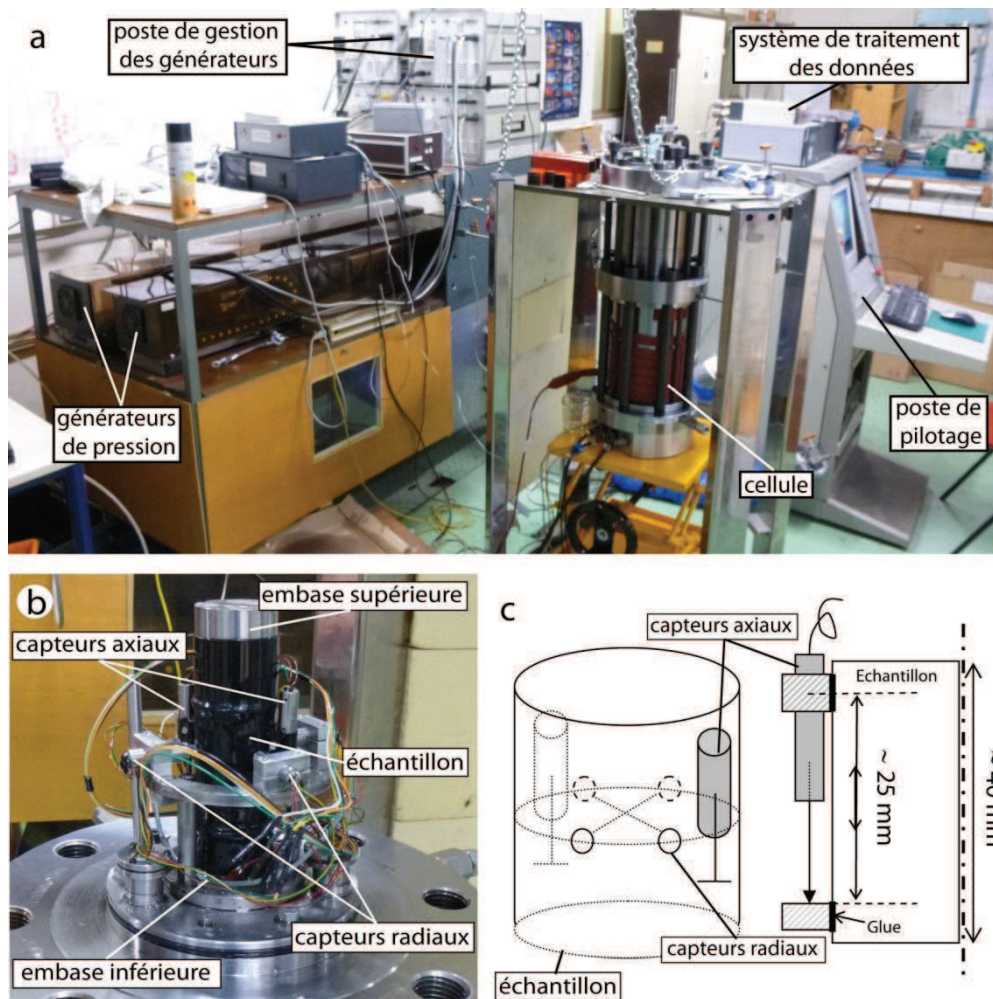


FIGURE 3.06 – (a) Dispositif complet de la cellule triaxiale, de gestion des pressions et de pilotage. (b) Dispositif des capteurs de mesure de la déformation autour de l'échantillon. (c) Schéma explicatif de la mesure de déformation axiale.

FIGURE 3.06 – (a) Complete material for triaxial cell, pressure management and control. (b) Captors disposition around sample. (c) Explicative scheme of the axial deformation quantification.

Deux types d'essais ont été réalisés : (1) Des **essais en chargement isotropique (essais hydrostatiques)** où seule une augmentation progressive de la pression de confinement est effectuée (2) des **essais en chargement déviatorique (essais en chargement axial)** pour lesquels une pression axiale supplémentaire est appliquée à l'échantillon à l'aide du piston de chargement. Plusieurs essais en chargement déviatorique ont ainsi été réalisés pour différentes pressions de confinement (0.2, 20, 30, 40, 50 et 60 MPa) afin d'obtenir une enveloppe de plasticité la plus complète possible.

(1) L'essai en chargement hydrostatique ne montre pas de point d'inflexion, ce qui suggère que la valeur du P^* de ce matériau n'est pas atteinte et qu'elle est par conséquent supérieure à 60 MPa (Fig. 3.07a).

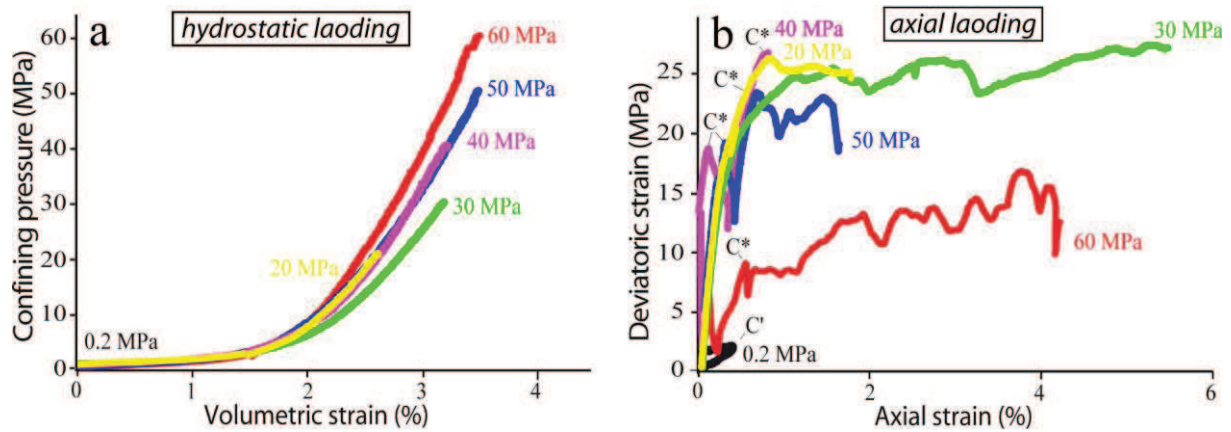


FIGURE 3.07 – Résultats des tests sur le grès de la carrière de l'Etang (Orange). (a) Evolution de la déformation volumétrique en fonction de la pression de confinement lors des essais en chargement hydrostatique. (b) Evolution de la déformation axiale en fonction de la pression déviatorique lors des essais en chargement déviatorique. (C' et C* : seuils à partir desquels la déformation du matériau devient inélastique, respectivement fragile et ductile).

FIGURE 3.07 – Results of laboratory tests on the sandstone from the L'Etang quarry (Orange). (a) Volumetric strain evolution as a function of confining pressure under hydrostatic loading. (b) Axial strain evolution as a function of deviatoric loading under axial loading. (C' and C*: Yield states under axial loading corresponding to weak and ductile strain, respectively).

(2) L'essai en chargement axial réalisé à faible confinement montre une relaxation de la contrainte et de la déformation axiale à partir d'une contrainte déviatorique de 1,9 MPa (Fig. 3.07b). Ce type de comportement mécanique correspond au domaine fragile (C') et à la formation d'une fracture localisée (Fig. 3.08a).

Les autres tests montrent des seuils de plasticité à partir desquels la contrainte déviatorique est relaxée mais la déformation axiale reste maintenue. Ce type de comportement mécanique correspond au domaine ductile (C*) et à la formation de bandes de déformation cataclastiques plus ou moins cisailantes et compactantes. Les relaxations de contraintes successives, observées notamment sur les essais à 40 et 60 MPa, correspondent à différents épisodes de localisation de bandes (Figs. 3.07b et 3.08b-f).

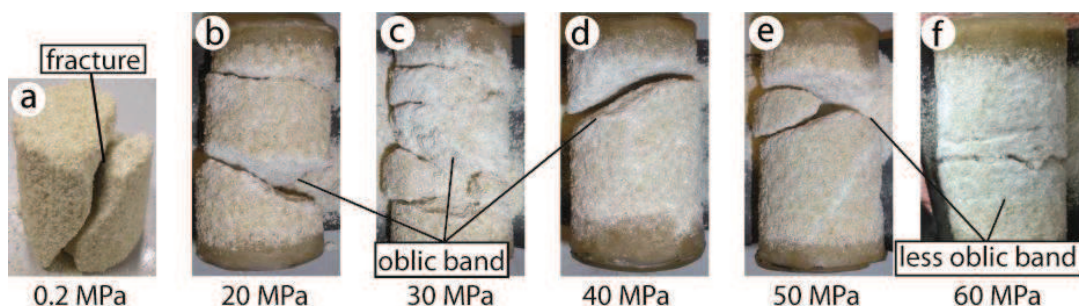


FIGURE 3.08 – Echantillons de grès de la carrière de l'Etang après un chargement déviatorique sous différentes pressions de confinement. (a) Formation d'une fracture localisée sous faible confinement. (b)-(f) Formation de bandes de déformation plus ou moins oblique à la direction du chargement déviatorique pour des confinements plus importants.

FIGURE 3.08 – Samples from the L'Etang quarry after deviatoric loading for different confining pressures. (a) Formation of localized fracture under low confining pressure. (b)-(f) Formation of deformation bands more or less oblique to the principal stress for different confining pressures.

L'intensité de la déformation observée macroscopiquement sur ces échantillons dépendant ici essentiellement de la durée de chargement maintenue après la première phase de localisation : soit l'essai est stoppé et l'échantillon présente qu'une ou deux bandes de déformation localisées (essais à P_{conf} de 20, 40 et 50 MPa), soit l'essai est poursuivi et l'échantillon présente beaucoup plus de zones de localisation (essais à P_c de 30 et 60 MPa) (Fig. 3.08b).

Ces tests nous permettent d'avoir une enveloppe de plasticité assez précise du grès de la carrière de l'Étang. Cette enveloppe est tracée dans un graphique $Q - P$: *contrainte moyenne* ($P = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 / 3$) vs *contrainte déviatorique* ($Q = \sigma_1 - \sigma_3$), à partir des différents points C' et C* obtenus lors des différents essais décrits précédemment (Fig. 3.09). Par analogie avec les enveloppes de plasticité des grès poreux décrites dans la littérature, il nous est alors possible de prolonger la partie « cap » de l'enveloppe et ainsi obtenir une estimation de la valeur de P^* d'environ 65 MPa. On note que le point obtenu à 40 MPa de confinement a été atteint pour une valeur déviatorique plus faible que celle attendue (Fig. 3.09); une faiblesse présente à l'intérieur de l'échantillon n'est pas à exclure pour expliquer cette anomalie.

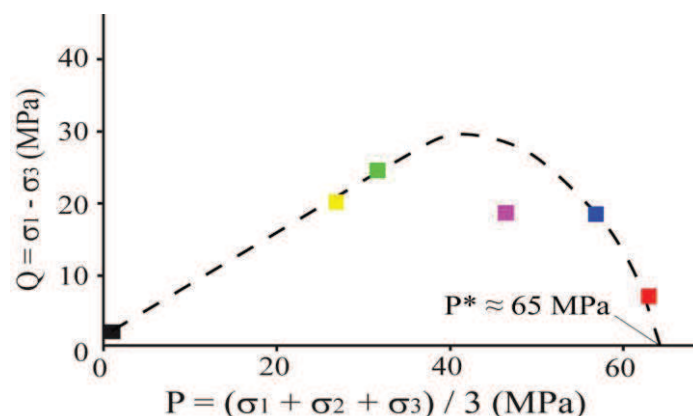


FIGURE 3.09 – Graphique *contrainte moyenne* (p) versus *contrainte déviatorique* (q) montrant l'enveloppe de plasticité du grès de la carrière de l'Étang.

FIGURE 3.09 – Q-P diagram showing the yield envelope of the sandstone from the L'Étang quarry.

3.1.3.c. Discussion

Ces résultats montrent que l'enveloppe de plasticité du grès de la carrière de l'Étang présente une forme comparable à celles des enveloppes généralement obtenues sur les grès poreux (Baud et al., 2004 ; Fortin et al., 2005). Cette enveloppe montre un rapport d'aspect a/b (a = valeur maximal de Q et $b = P^*/2$) d'environ 0.92 ($a/b = 30/32.5$), plutôt faible mais compris dans la fourchette de valeurs de a/b mesurées dans les grès poreux entre 0.75 et 1.5 (Wong et al., 1997 ; Baud et al., 2004 ; Fortin et al., 2005).

En revanche, on constate que la valeur du P^* estimé à partir des essais triaxiaux réalisés environ égale 65 MPa, est supérieure à celle calculée à partir de la solution empirique comprise entre 34 à 40 MPa en fonction de la taille de grain médiane ou modale

prise en compte. Il semble donc que l'estimation du P^* faite avec l'approche empirique soit inférieure à celle tirée des essais triaxiaux. La sur-estimation ou sous-estimation de l'une ou l'autre de ces approches peut être liée à un paramètre tel que le tri ou le degré de compaction du matériau. Une analyse du rôle de ces paramètres semble donc nécessaire à une meilleure estimation des enveloppes de plasticité des grès poreux peu-lithifiés.

3.1.3. Rôle de la compaction et du tri du matériau sur la localisation des bandes de déformation dans les grès poreux non-lithifiés

Cette partie se présente sous la forme d'une note en préparation pour publication au *Journal of Geophysical Research*. A l'aide d'une analyse couplée entre description de terrain et essais triaxiaux, nous montrerons l'influence du degré de compaction sur la plasticité du matériau et la localisation des bandes de déformation à faible profondeur. Nous discuterons aussi l'influence de la granulométrie et du tri des grains sur la résistance de ces matériaux, notamment sur les valeurs de P^* dans les grès poreux.

Une partie de ces travaux a fait l'objet d'une présentation orale intitulée « *Deformation mechanisms in uncemented sandstone, examples from triaxial tests* » à la conférence Fault and Top Seal de l'EAGE, Montpellier, 2012.

Note 4

Sand textural control on deformation bands in poorly-lithified sandstone (Orange, France) – combined insight from field observations and experimental work

En préparation pour ***Journal of Geophysical Research***

Septembre 2013

Skurtveit, E., **Ballas, G.**, Fossen H., Torabi, A., Soliva, R., Peyret, M., Bésuelle, P.

Sand textural control on deformation bands in poorly-lithified sandstone (Provence, France) – combined insight from field observations and experimental work

Skurtveit E^{1,2,3}, Ballas, G⁴, Fossen H^{1,2,5}, Torabi, A¹, Soliva R⁴, Peyret M⁴, Bésuelle P⁶

¹ Centre for Integrated Petroleum Research (CIPR), Uni Research, Allégaten 41 N-5007 Bergen, Norway

² Earth Science Department, University of Bergen, Allégaten 41 N-5007 Bergen, Norway

³ Norwegian Geotechnical Institute (NGI), Sognsveien 72, N-0855 Oslo, Norway

⁴U.M.R. C.N.R.S. 5243 Géosciences Montpellier, University of Montpellier II, U.F.R. Sciences et Techniques, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

⁵Museum of Natural History, University of Bergen, Allégaten 41, Postboks 7800, N-5020 Bergen, Norway

⁶ UJF-Grenoble 1 / Grenoble-INP / CNRS UMR 5521, Laboratory 3SR, BP53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

Key points

- Shear-enhanced compaction bands in poorly lithified sandstone
- Characterization from field observations and experimental work
- Effect of grain size and sorting on yield stress
- Importance of packing density and consolidation for band localization

Abstract

Combined insight from field observations, laboratory characterization and testing together with application of theoretical model, are used to discuss the preferential formation of shear-enhanced compaction bands (SECB) in favorable sandstone units. The SECBs of Provence (Uchaux Sands, France) formed in shallow burial conditions (less than 400 m) and are preferentially developed in coarse-grained units with moderate porosity (27%), whereas only few SECBs are observed in an overlying fine-grained, high-porosity (39%) unit. This work shows that grain size and sorting play an important role together with the degree of consolidation (packing density) for localization of deformation bands in this poorly lithified sandstone. Textural characterization of the two sand units show that the lower porosity of the coarse-grained unit is mainly due to the poorer sorting of this unit. Laboratory tests of the sand indicate a slightly faster compaction of coarse-grained sand, whereas the yield is found to be better defined for higher initial packing density. Hertzian fracture theory suggests that stress concentration on grain contacts is higher for the coarse-grained, poorly-sorted material, and a lower yield stress is therefore expected for the coarse-grained sand unit in which the preferential localization of SECBs is observed.

1. Introduction

Deformation bands are tabular zones of strain localization formed in porous and granular material such as sand and sandstone [Aydin and Johnson, 1978], carbonate grainstone [Tondi *et al.*, 2006] or ignimbrite [Wilson *et al.*, 2003]. These structures are classified by their kinematics: dilation, shear or compaction; and by the deformation mechanisms responsible for their microstructures: disaggregation (grain rolling or slipping), cataclasis (grain crushing or splitting) or diagenetic processes (pressure-solution or cementation) [e.g., Fossen *et al.*, 2007]. The characteristics of these bands are controlled by numerous factors, such as tectonic setting, burial depth and the constitutive parameters of the host rock [Soliva *et al.*, 2013]. Recent studies focusing on deformation band patterns in porous sandstone highlight the role of tectonic setting on the deformation band distribution and organization [Ballas *et al.*, submitted; Saillet and Wibberley, 2010; Solum *et al.*, 2010]: more distributed band distribution seems to be favored in the contractional regime, whereas bands tend to be localized in fault damage zones in the extensional regime [e.g., Schueller *et al.*, 2013]. The influence of burial depth on the deformation behavior of porous sandstone is also addressed in several studies [Fisher *et al.*, 2003; Fossen, 2010; Fossen *et al.*, 2007; Johansen *et al.*, 2005], and porosity has for a long time been considered a key parameter when it comes to deformation band formation [e.g., Antonellini *et al.*, 1994; Fisher and Knipe, 2001; Fossen *et al.*, 2011]. These analyses generally focus on depositional and diagenetic processes in the reservoir sandstone and their influence on the petrophysical properties of deformation bands [Ballas *et al.*, 2013; Chuhan *et al.*, 2002; Fisher and Knipe, 2001]. However, the mechanical compaction and evolution of sand textural characteristics during burial and their influence on the deformation behavior remain less well described.

The influence of constitutive parameters of host sandstone on the deformation is intensively analyzed both by field descriptions and laboratory experiments. The Buckskin Gulch site in southern Utah displays deformation bands that selectively form in high-porosity and coarse-grained layers [Fossen *et al.*, 2011; Mollema and Antonellini, 1996]. In this area porosity and grain size scale positively, i.e. coarse-grained sandstones consistently show higher porosity than fine-grained sandstone. Hence the relative effect of these two parameters cannot be separated. Sandstones and sands

of different composition, granulometry, and porosity have been tested through laboratory experiments over the last decades and reviewed by Wong and Baud [2012]. These tests confirm the role of parameters, such as porosity and grain size, on the strength of sandstone [Wong *et al.*, 1997; Zhang *et al.*, 1990] and of sand [Karner *et al.*, 2005]. However, the influence of initial packing, grain sorting and grain angularity on the mechanical properties sandstone and band localization remains poorly understood. Some discrepancies are identified between field and laboratory data by Tembe *et al.* [2008]; pure compaction bands and shear-enhanced compaction bands are formed experimentally at higher pressure conditions than those estimated for field examples of such bands. A comparison between natural deformation bands and mechanical testing of their host rock appears particularly useful in order to understand the formation of deformation bands in shallowly buried reservoirs and to clarify the role of each controlling parameter on deformation band formation.

Shear-Enhanced Compaction Bands (SECB) of Provence (Uchaux Sands, France) are specifically located to the coarse-grained and less porous units [Ballas *et al.*, 2013]. Hence it is interesting to identify and quantify the factors controlling the strain localization in these poorly-lithified sandstone units by means of experiments. Mechanical testing of the Uchaux Sands with focus on yield stress of intact coarse-grained material is presented by [Skurtveit *et al.*, 2012], and a more detailed description of deformation mechanisms observed in poorly lithified sandstone by Skurtveit *et al.* [2013]. In the current work we focus on combining field observation and deformation characteristics from mechanical testing to better understand the selective formation of shear-enhanced compaction bands in some sandstone units. The different development of deformation bands in two sandstone units with different porosity and grain size are discussed in the light of experimental results, field observations, sand textural characterization and established theoretical model for yield stress.

2. Deformation band characteristics from field observations

The study area is located in the Boncavaï quarry in the western part of the “Bassin du Sud-Est” in Provence, France (Figure 1). Several Upper Cretaceous sand-dominated deposits crop out in this area, affected by two

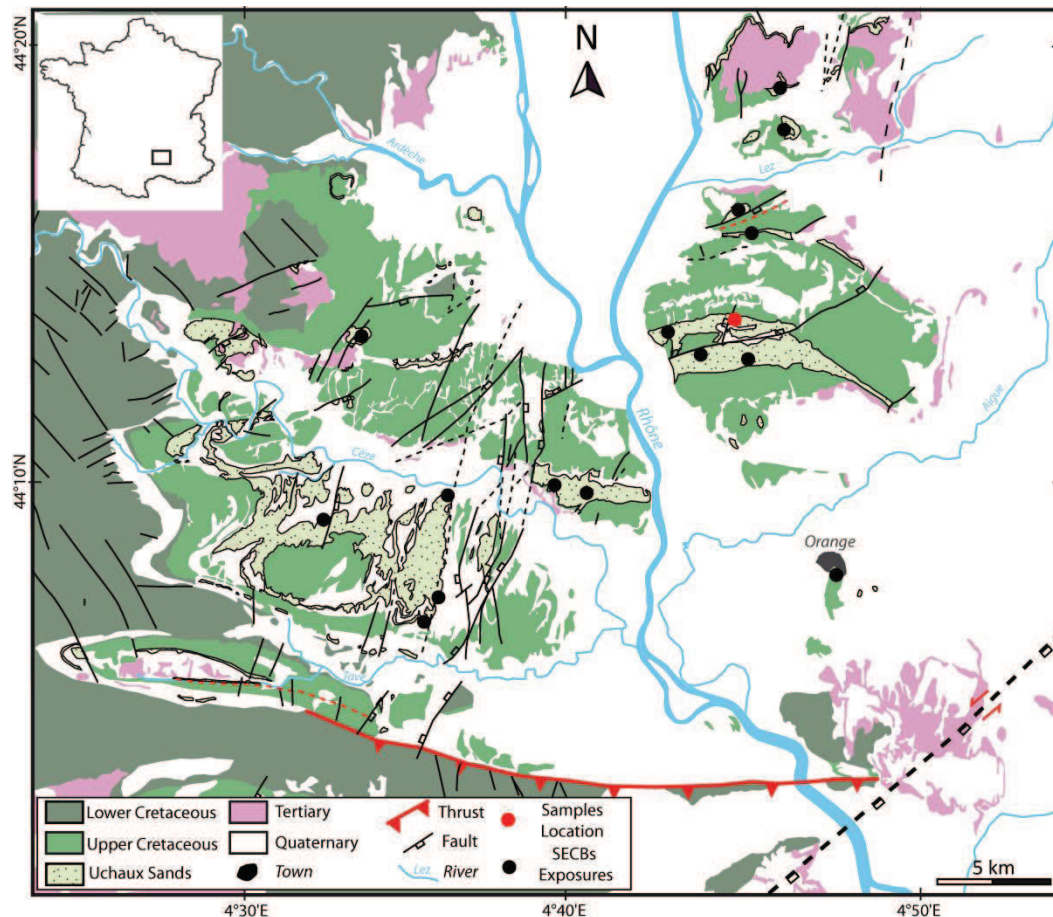


Figure 1. Geological map of the "Bassin du Sud-Est", Provence, France [after Ballas et al., 2013]. The Boncavaï quarry study area is plotted as a red point.

main tectonic events: (1) Eocene shortening, resulting in the formation of east-west trending folds and thrusts [Sanchis and Séranne, 2000], and (2) Oligocene-Miocene extension, producing north-south trending normal faults [Séranne et al., 1995]. Different networks of deformation bands are observed in this area. They show various distribution, organization and characteristics related to the different tectonic events, the presence of large-scale faults and the host sand properties [Ballas et al., submitted; Saillet and Wibberley, 2010; Soliva et al., 2013]. In the present study we focus on the Shear-Enhanced Compaction Bands (SECB) observed in the Turonian Uchaux Sands (Figure 1) [Ballas et al., 2013]. The Uchaux Sands constitute a ~120 m thick formation composed of meter to multi-meter thick units of poorly-lithified sandstones. These poorly-lithified sandstones easily disintegrate into sands, and are referred to as sands for the characterization in this paper. These sands represent deltaic tidal bar to beach deposits, and show various grain size distribution and porosity from one unit to another. No evidence of diagenetic processes is observed in these sands, which suggests that they

experienced a relatively shallow burial; probably less than 400 ± 100 m in this area [Ballas et al., 2013].

The SECBs are strands of millimeter to centimeter thick deformation. They are generally revealed by their low, positive relief resulting from their higher resistance to erosion as compared to the host sandstone (Figure 2a). These bands transect depositional laminas obliquely, but show no visually apparent offset of the laminas (Figure 2b). As calculated from the measured porosity decrease (0-4%) and their angle to the lamination [Soliva et al., 2013], the bands involve equal (mm-scale) amounts of compaction and reverse-shear offset. Furthermore, they organize in conjugate sets showing dihedral angle ranging from 81° to 90° and oriented consistently to the Eocene shortening event. These SECBs generally form well-distributed networks characterized by a mean band spacing of 2.5 cm. They show a limited degree of cataclasis, corresponding to crush microbreccia in the classification by Sibson [1977]. In this case, the crush microbreccia is characterized by a small or no grain size reduction. This microstructural deformation is essentially revealed by an increase of the grain cracking density and by the proportion of fractured grains. A

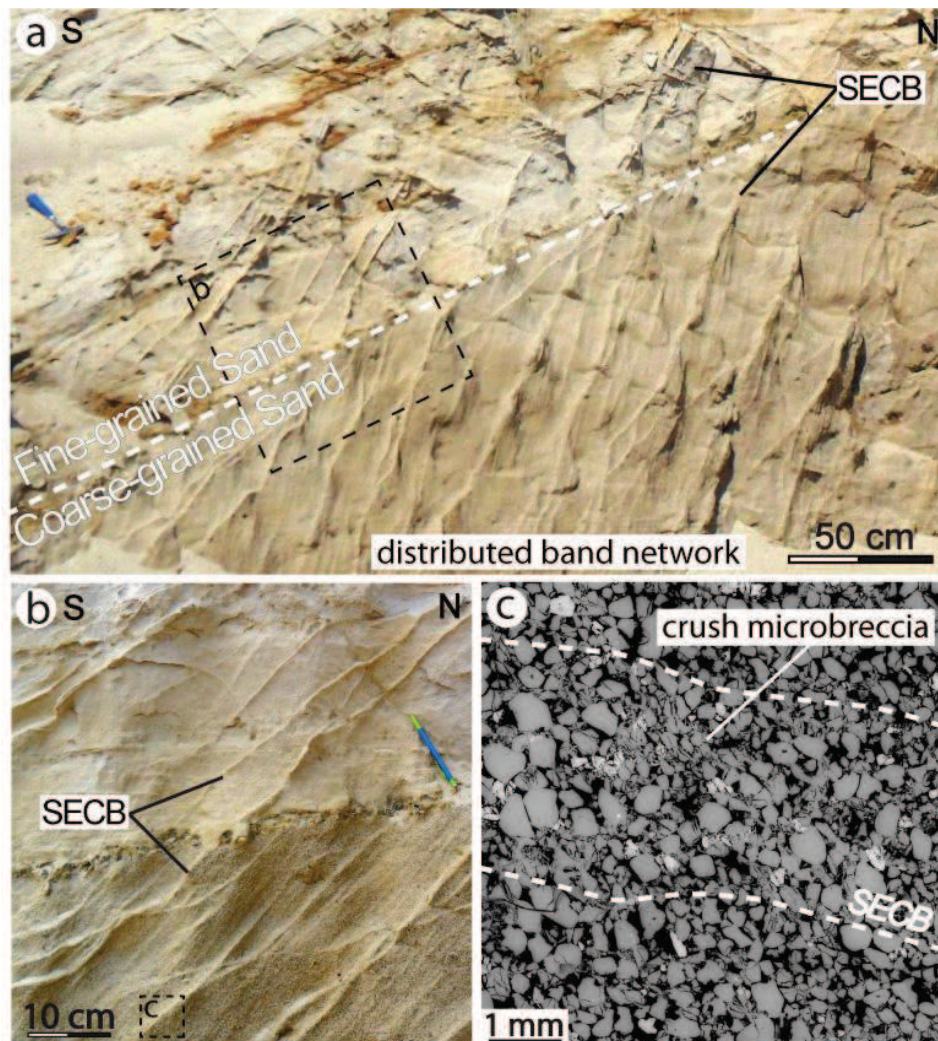


Figure 2. a) Outcrop showing different SECBs patterns in the different Uchaux Sand units at the Boncavaï quarry. b) Detailed view of the contact between the two different units. c) SEM photomicrograph showing the microstructure of a SECB located in the coarse-grained unit.

detailed description of the SECBs of Provence is given in *Ballas et al.* [2013] and an example of microstructure shown in Figure 2c. These deformation bands are inclined with respect to bedding, suggesting that they formed earlier than the (main) fold development during the shortening event [*Ballas et al.*, 2013].

The SECBs are only developed in certain sandstone units [*Ballas et al.*, 2013, Figure 2]. This restricted occurrence is well exposed in the Boncavaï Quarry, where two different units within the Uchaux Sands occur: (1) a fine-grained unit showing only a few scattered SECBs, and (2) a coarse-grained unit showing well-distributed networks of SECBs (Figure 2a). Most of the SECBs located in the coarse-grained unit stop at the boundary with the fine-grained unit, and only a few bands are observed to continue from the coarse-grained layer into the fine-grained one (Figure 2b). Comparable

grain-size reduction and compaction are observed in SECBs located in both units.

3. Material characterization and methods

The Uchaux Sands studied is two units with very different properties, referred to as a coarse-grained unit and a fine-grained unit (Figure 3). Even though they display similar compositions (quartz: 95-96.5%, feldspar: 3-4.5%, clay and iron oxide: 0.5%), the two sands differ in porosity, grain size and grain sorting (Table 1). The porosity is measured by mercury injection porosimetry on intact samples of the host rock and the bands. The grain size distribution and sorting were characterized using standard sieving analyses from disintegrated sand samples (Figure 4). Mean grain-size is represented by the diameter at 50% passing, d_{50} , whereas sorting is given as the uniformity coefficient

Table 1. Material characteristics of the fine- and coarse-grained unit of the Uchaux Sand, Boncavaï quarry. Grain size, sorting and relative packing density are measured on disintegrated sand samples, the porosity for the disintegrated sand is calculated from the corresponding relative density. Porosity for the host rock and SECB is measured using porosimetry, and the corresponding relative density is inferred from the relative density and porosity relationship found for the disintegrated sample. Coordination number is calculated from SEM photomicrographs.

Unit	Material	Mean Grain size	Peak grain size	Sorting	Angularity	Coordination number	Relative density	Porosity
		d_{50} mm	d_{max} mm	d_{60}/d_{10}		C contacts/grain	Dr %	n %
Coarse- grained	Disintegrated sand	0.65	1.1	4.1	Subrounded to rounded		$Dr_{min(0)}$	45
							Dr_{50}	37
							$Dr_{max(100)}$	27
	Host rock					7.1	98	27.3
	SECB						109	24.4
Fine- grained	Disintegrated sand	0.23	0.27	1.7	Subrounded to rounded		$Dr_{min(0)}$	54
							Dr_{50}	47
							$Dr_{max(100)}$	37
	Host rock					5.6	94	38.8
	SECB						116	33.6

($C_u = d_{60}/d_{10}$); a sand is considered as uniform for a C_u less than 4 [Cox and Budhu, 2008]. The coarse-grained sand (Figure 3a) has an average porosity of 27.3%, a mean grain size of 0.65 mm and a uniformity coefficient of 4.1, whereas the finer-grained sand (Figure 3b) has an average porosity of 38.8%, a mean grain size of 0.23 mm and a uniformity coefficient of 1.7, which means that the finer-grained sand is better sorted than the coarse-grained one (Table 1).

The coordination number, C , corresponding to the number of contact points between a single grain and its surrounding grains, is estimated from two perpendicular 2D SEM photomicrographs for each material. The coordination number equals 7.1 in the coarse-grained unit and 5.6 in the fine-grained unit. These values are lower than for random packs of identical spheres which range from ~ 6.9 (loose packing) to ~ 9.1 (dense packing) [Mavko and Dvorkin., 2009]. Partly, this can be attributed to the 2D counting of grain contacts from images, but grain contacts in natural sands-grains are also expected to be lower than for random packs of identical spheres as they are not purely spherical. The higher coordination number for the low porosity, coarse-grained material than for the more porous fine-grained material is in agreement with models for coordination number where coordination number

increases with decreasing porosity [Mavko and Dvorkin., 2009].

The grain angularity was estimated using different shape parameters described in Cox and Budhu [2008]. These parameters were calculated from photomicrographs of representative numbers of disaggregated grains from both sands (Appendix A). Both sands show similar grain angularity and are classified as subrounded to rounded grains (Figure A1). We note that inherited grain fracturing is observed in both materials (Figure 3).

The relative density describes the compaction of sand based on the packing of sand grains relative to the highest and lowest packing (or porosity) obtained using a given method in the laboratory. The minimum dry density, Dr_{min} , determines the loosest packing (highest porosity) of sand achievable in the laboratory. Maximum dry density, Dr_{max} , is determined by packing sand using vibration at a pressure of 70-100 N for ca. 30 seconds; this is defined as the densest packing (lowest porosity) of the material. Based on the maximum and minimum dry density, the relative density can be calculated for the sand and can be related to the minimum and maximum values of porosity and void ratio [Cornforth, 1973]. Based on the measured host

rock porosity for each unit, a relative density of $Dr = 94$ for the fine-grained unit and $Dr = 98$ for the coarse-grained unit is estimated (Table 1). This shows that the field porosity measured corresponds to the maximum packing density achievable in the laboratory using mechanical compaction with only minor grain damage for both materials. This observation is supported by the field observation that there is very limited evidence of diagenesis in the two formations. Inside the SECB, the average porosity corresponds to $Dr 109$ and $Dr 116$, which is higher than natural mechanical densest packing achievable in the laboratory, possibly reflecting the grain crushing observed in the field for the SECBs.

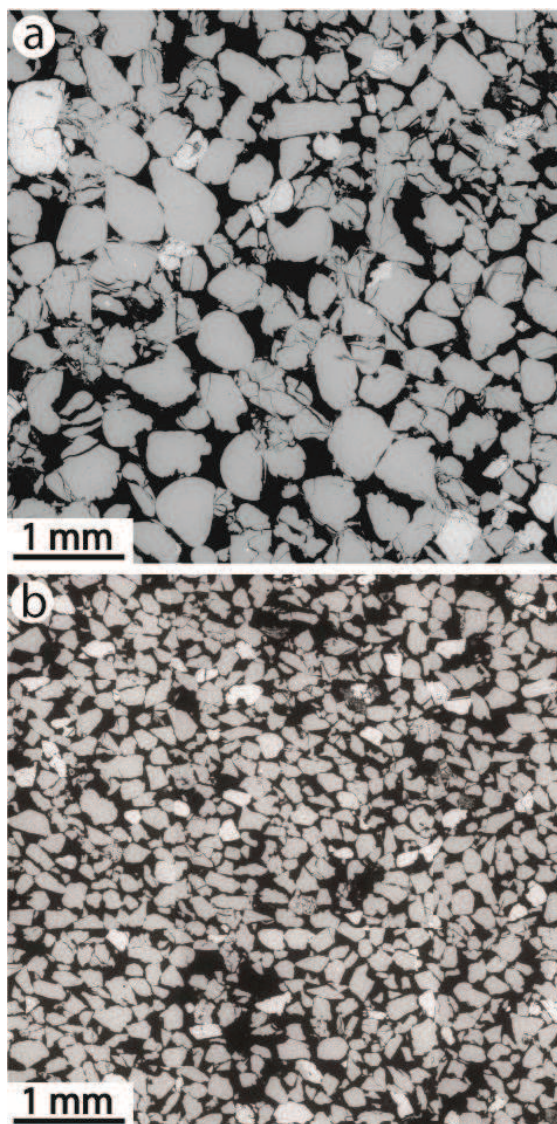


Figure 3. SEM Photomicrographs showing the texture of the coarse-grained (a) and fine-grained (b) Uchaux Sand units.

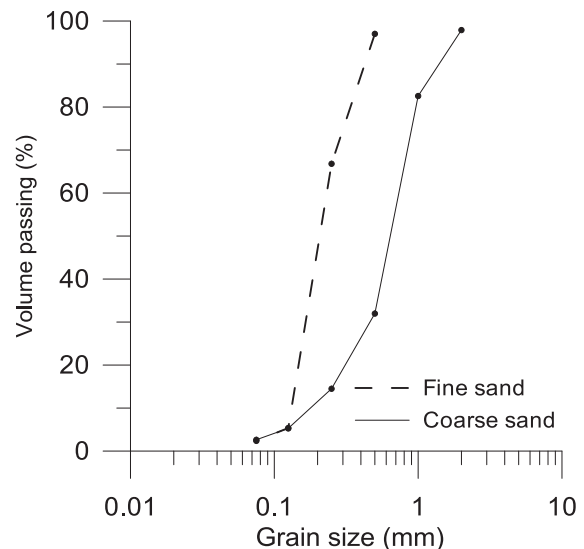


Figure 4. Grain size distributions for the fine- and coarse-grained sand studied.

4. Deformation characteristics from experimental compaction

Experimental investigation of shear-enhanced compaction of Uchaux Sands from the Boncavaï quarry has been carried out to explore the deformation mechanism and controlling parameters for yield stress at variable confining pressure [Skurtveit *et al.*, 2013]. Results from the tests show that the dominating deformation mechanism is grain rearrangement for high porosity and low stress, whereas for lower porosity and higher stress, grain damage is more pronounced [Skurtveit *et al.*, 2013]. The localization of observed deformation in the tests are generally diffuse, but the most pronounced localization is found for the coarse-grained material, which is also the material with the highest packing density [Skurtveit *et al.*, 2013, Table 4]. In order to compare the deformation characteristics for the two units of the present study, two triaxial loading tests from Skurtveit *et al.* [2013] and a new test at 5 MPa effective confining stress are compared. Fine- and coarse-grained sand was tested using a loose initial packing density ($\sim Dr 55\%$), whereas the effect of the initial packing density is investigated by testing both a loose ($\sim Dr 55\%$) and a dense ($\sim Dr 85\%$) initial packing for the fine-grained sand (Figure 5). An overview of the tests and test conditions is given in Appendix B.

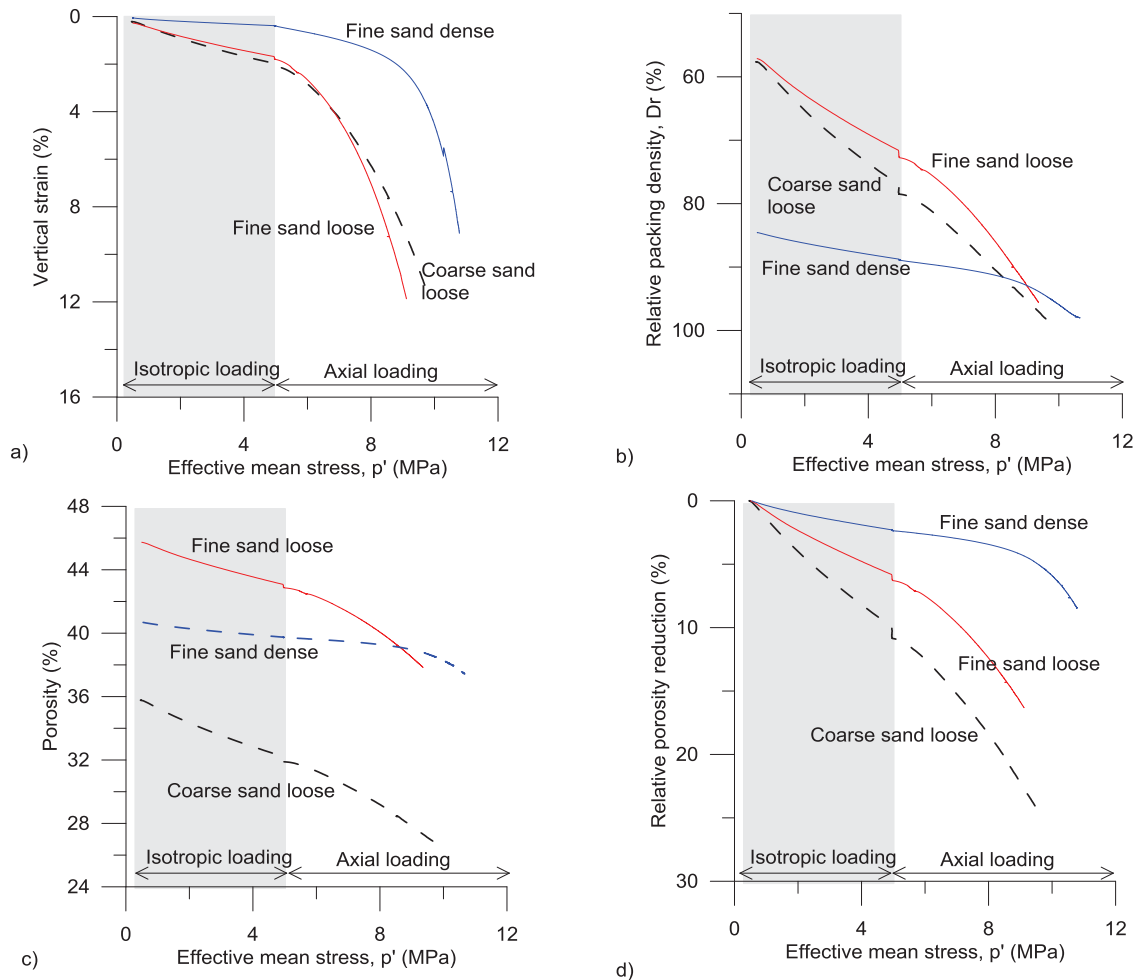


Figure 5. Graphs showing the evolution of the vertical strain (a), the relative packing density (Dr) (b), the porosity (c), and the relative porosity reduction (d) as a function of effective mean stress P' for the tested sands. The grey part of graphs corresponds to the isotropic loading up to 5 MPa whereas the white part corresponds to the axial loading.

Vertical strain, porosity, relative packing density and relative porosity reduction versus effective mean stress is compared in Figure 5 for both the isotropic loading stage (up to 5 MPa) and during axial loading. All three materials show a small vertical strain under the isotropic loading; slightly higher for the loosely packed materials than for the densely packed sand (Figure 5a). Loosely packed sand of coarse and fine grain size show a similar axial strain evolution, whereas the densely packed sand shows a better defined yield point during axial loading, possibly reflecting more localized deformation compared to that of the loosely packed sands (Figure 5a). Loosely packed sands with a relative density of Dr 55 % show considerable compaction both during isotropic and axial loading (Figure 5b). The coarse-grained sand shows a slightly faster compaction than the fine-grained sand for the first part of the test, and then approaching the same relative density during the axial loading (Figure 5b). The sand with high initial packing density, Dr 85 %, shows less compaction than the loose

sand, and portrays a more pronounced yield during axial loading (Figure 5b). All the tests are approaching a similar relative density close to Dr 100% during axial loading. The initial porosity for the three sands differs largely, with the highest porosity found for the loosely packed, fine-grained sand and the lowest porosity for the loosely packed, coarse-grained sand (Figure 5c). The densely packed, fine-grained sand shows less porosity reduction than the loosely packed sand, whereas the loosely packed coarse-grained sand shows the largest porosity reduction (Figure 5d). Based on the comparison of the two materials and initial packing density, it is observed that the low porosity, coarse-grained sand has a higher compressibility than the high porosity fine-grained sand (Figure 5). The fine-grained sand is found to be slightly stiffer than the coarse-grained sand during compaction and with a slightly more pronounced yield. The most pronounced yield is observed for the densely packed fine sand. Post-test thin sections show a higher level of grain fracturing for the

coarse-grained than the fine-grained sand (Figure 6), although some large grains remain intact. The observed fracturing confirms that onset of grain crushing occurs during axial compaction below a mean stress of 10-12 MPa for both the fine-grained and coarse-grained sand.

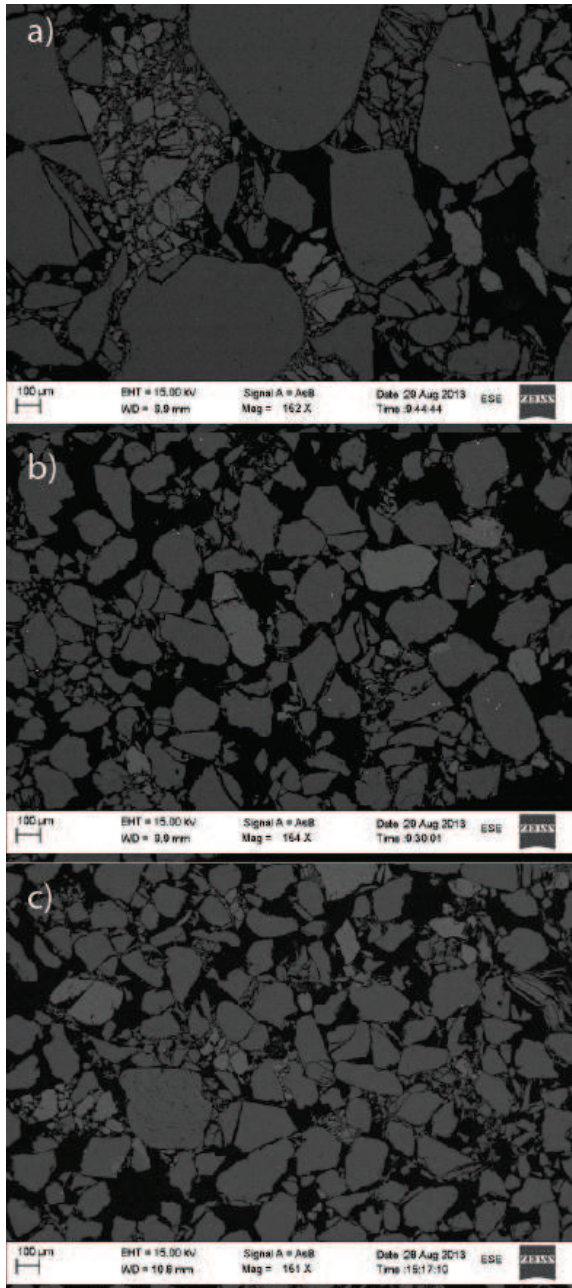


Figure 6. SEM Photomicrographs showing the grain amage after testing for the coarse-grained (a), loose fine-grained (b) and dense fine-grained (c) sands. Qualitatively it seems like there is some more cataclasis in the coarse material than the fine-grained, although some large grains are not damaged. The loose (b) and dense (c) packing of the fine sand show qualitative similar grain damage, possibly slightly higher for the dense packing.

5. Comparison of field observations and experimental results

5.1. Porosity and packing density

One of the main challenges when comparing field observations with experimental results is the porosity. Host rock porosity is considered an important parameter for deformation band formation both in the field [Antonellini *et al.*, 1994; Fisher and Knipe, 2001; Fossen *et al.*, 2011] and during laboratory testing [Wong and Baud, 2012], but the host rock porosity during deformation band formation is highly uncertain for most field examples studied. In the present study we use the packing density in order to compare the two units of significantly different porosity. The textural characterization in Table 1 shows that the average relative packing density, D_r , estimated from present day porosity show a rather small difference ($D_r = 94\%$ in fine grained-sand and $D_r = 98\%$ in coarse-grained sand), considering the high porosity difference between the two units (porosity of 27.3% for the coarse-grained unit and 38.8% for the fine-grained unit). This relationship suggests that the difference in porosity between the two sand units is related to textural characteristics, whereas the porosity reduction due to compaction, tectonic loading and ageing of the formation is similar for the two. Similar burial and loading conditions are also expected for the two units based on their close proximity in the field with no signs of major hiatus between the two formations.

The evolution of the relative density (D_r) of the three tests from Figure 5b is plotted in Figure 7 together with one hydrostatic loading test (isotropic conditions) for the fine-grained sand with loose initial packing. Relative density estimated from the measured host rock porosity is added in the plot as an ellipse covering the corresponding range of effective mean stress observed for the experimental data. Comparing the relative density evolution in the experimental curves with the relative density from the field, we observe that both the hydrostatic loading path and the axial loading at 5 MPa confining pressure give a packing density similar to that estimated from intact field samples. For the hydrostatic loading test a mean effective stress of 16-18 MPa is needed to get the packing density of 90-100% and may be considered as an upper limit for the effective pressure experienced for the material in-situ.

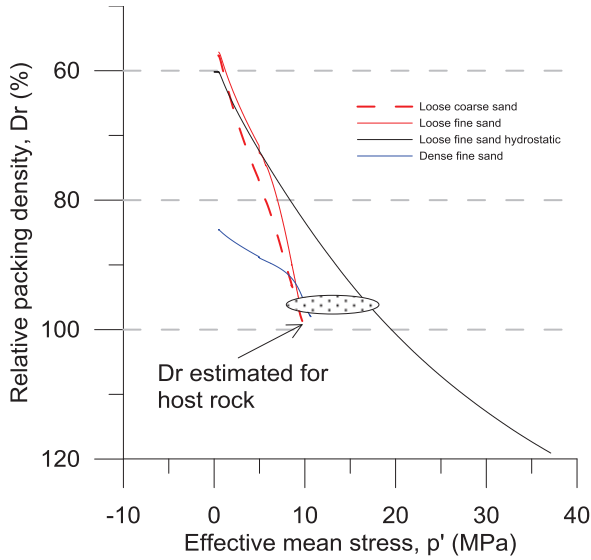


Figure 7. Evolution of relative density as function of effective mean stress during hydrostatic and axial loading, and estimated relative density for the host rock. Dr for the coarse-grained unit is 98 %, Dr for the fine-grained unit is 94%.

The different porosity observed for the two sand units in the field is mainly due to the textural differences between the two sands. Numerical simulation of different types of granular packing and experimental work documents how porosity varies with textural parameters like shape and sorting of grains. The porosity is independent of grain size when all grains are of equal size, and decreases with an increasing range in grain size [Beard and Weyl, 1973]. Well sorted materials are thus likely to have high porosities, whereas poor sorting makes for lower porosity. The porosity also increases when the particle shape differs from spherical; i.e. the highest reductions in porosity are observed in grain aggregates showing high roundness and sphericity [Cho *et al.*, 2006]. For the two units compared in this study, the grains are found to be similar in shape, whereas the main difference is grain size and sorting (Table 1). The lowest porosity of the two units is found for the sand with the wider grain size distribution (Table 1), i.e., in agreement with the models.

5.2. Burial depth and stress path

The SECBs observed in Provence were probably formed during an early phase of tectonic deformation related to the Pyrenean shortening event. At the time of SECB formation the burial depth was probably less than 400 ± 100 m in the study area [Ballas *et al.*, 2013]. Reconstruction of the burial path and tectonic stress for

this area are discussed in Soliva *et al.* [2013]. A schematic illustration of the relationship between effective mean stress and burial depth using a K_0 relationship (Equation 1) of 0.7 and 1 (hydrostatic loading) is presented in Figure 8. The estimated burial depth from overlaying sediments of 400 ± 100 m [Ballas *et al.*, 2013] is also included in the graph. The stress path is based on the following relationships; horizontal stress (σ_h) is lower than vertical stress (σ_v) by an amount determined by K_0 (Equation 1) [Mitchell and Soga, 2005]:

$$K_0 = \frac{\sigma_v}{\sigma_h} \quad (1)$$

The vertical stress σ_v is related to the weight of overlying sediments through the relationship

$$\sigma_v = \rho gh \quad (2)$$

Where h is the burial depth, g is gravity and ρ is the density of the sediments. The mean effective stress P' is given by Equation (3)

$$P' = \frac{(\sigma_v + 2\sigma_h)}{3} - p_f \quad (3)$$

where p_f is the fluid pressure (pore pressure).

Assuming hydrostatic pressure and hydrostatic fluid pressure, a water density of 1000 kg/m^3 and a sediment density of 2250 kg/m^3 , a burial depth of 400 ± 100 meters corresponds to an effective pressure in the order of 2-5 MPa (Figure 8). During the first phase of burial, the stress was controlled by the lithostatic overburden stress from overlaying sediments. A K_0 of 0.7 is considered likely for depositional basins stress [Soliva *et al.*, 2013]. During a gradual influence of Pyrenean tectonic shortening in the basin, the horizontal stress increased. Hence, the studied units approached an isotropic stress condition ($K_0 = 1$) before the material experienced an increase in horizontal stress from the tectonic loading, which also increased the mean stress [Soliva *et al.*, 2013]. This may imply that the poorly lithified sandstones in Provence first experienced a burial with an effective pressure of 2-5 MPa, followed by a transition to a horizontal tectonic loading that increased the effective mean stress at a constant burial depth.

Comparing the relative packing density and effective mean stress in Figure 7, we notice that an effective mean stress of 10-20 MPa corresponds to the host rock relative density. This is high compared to the effective mean stress of 2-8 MPa estimated for a burial depth of

400 meters, using a K_0 of 0.7 or higher due to tectonic loading in the horizontal direction (Figure 8). This rough consideration highlights the uncertainty in the in-situ stress conditions and porosity or relative packing density of the sand during formation of the SECBs in the field. The host rock porosity and packing density may also be a combined effect of the burial depth and the tectonic loading due to the shortening event and any ageing during the following uplift and extensional tectonic event. Furthermore, the initial packing density used in the experimental work (Figure 7) is important for how the packing density increased with increasing effective stress during loading, and for the deformation observed in the experimental work.

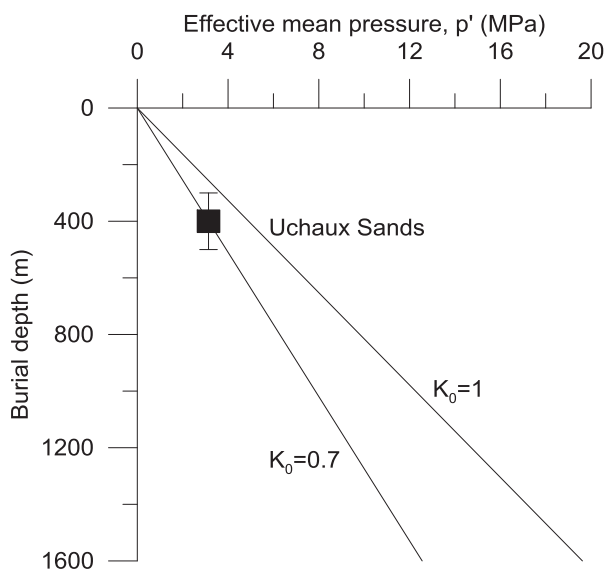


Figure 8. Estimated paleo burial depth of 400 ± 100 m for the Uchaux Sands together with effective mean stress at depth for various relationships between σ_h and σ_v (K_0) assuming hydrostatic fluid pressure, water density of 1000 kg/m^3 and a sediment density of 2250 kg/m^3 .

6. Application of theoretical models for yield stress

6.1. Cam-Clay model and yield stress

Shear enhanced compaction bands in sandstone have been treated in numerous theoretical studies [Bésuelle, 2001; Issen and Rudnicki, 2000; Rudnicki, 2004] and explored through mechanical testing [Baud et al., 2004; Fortin et al., 2005; Skurtveit et al., 2013]. These studies use the $q - p'$ diagram, where q is the differential stress ($\sigma_1 - \sigma_3$) and p' the effective mean stress ($(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 - pf$) where pf is the fluid pressure,

and employ Cam-Clay envelopes to discuss yield and band formation in porous rock.

Elliptical yield envelopes or end-caps can be calculated following Equation (4) in Davis and Selvadurai [2002] as used by Schultz and Siddharthan [2005], where a symmetrical yield surface in $q - p'$ space is defined as

$$q^2 = M^2 p' (p' - P^*) \quad (4)$$

Equation (4) describes an ellipse representing the elastic-plastic boundary for the material controlled by a shape parameter M and the size controlled by the yield stress, P^* along the hydrostatic loading path. The shape parameter M defines a critical state line where the material deforms in a frictional manner, with no dilation or compaction, given by

$$M = (6 \sin \varphi) / (3 - \sin \varphi) \quad (5)$$

where φ is the Mohr-Coulomb friction angle for residual sliding. The yield stress, P^* along the hydrostatic loading path can be related to pore collapse and the grain crushing pressure [Wong et al., 1997]. Based on the finding from Zhang et al. [1990], the onset of grain crushing and pore collapse is related to the porosity and grain size. This relationship is used to calculate the yield stress, P^* :

$$P^* = (nR)^{-1.5} \quad (6)$$

where n is the porosity and R is the radius of the mean grain size.

6.2. End-caps envelopes for the two different sands

A comparison of the progressive change in end-caps found for the two sands with initial loose packing density (Dr 55-60%) is presented in Figure 9. End caps are calculated using Equation (4) and the critical state line M is defined using Equation (5) and a friction angle of 28° determined for the loosely packed fine-grained sand [Skurtveit et al., 2013]. No distinct yield stress P^* is observed for the hydrostatic test on loose sand (Table B1) and a pressure P_{Dr} , representing various relative packing densities (Dr 80%, Dr 90% and Dr 100%) during the hydrostatic loading is used to calculate the end-caps. These end-caps represent stress conditions for where the material have equal packing density. The end-caps calculated for the fine-grained sand is found to fit well with the measured relative density values of Dr 80%, Dr 90% and Dr 100% along the axial loading path

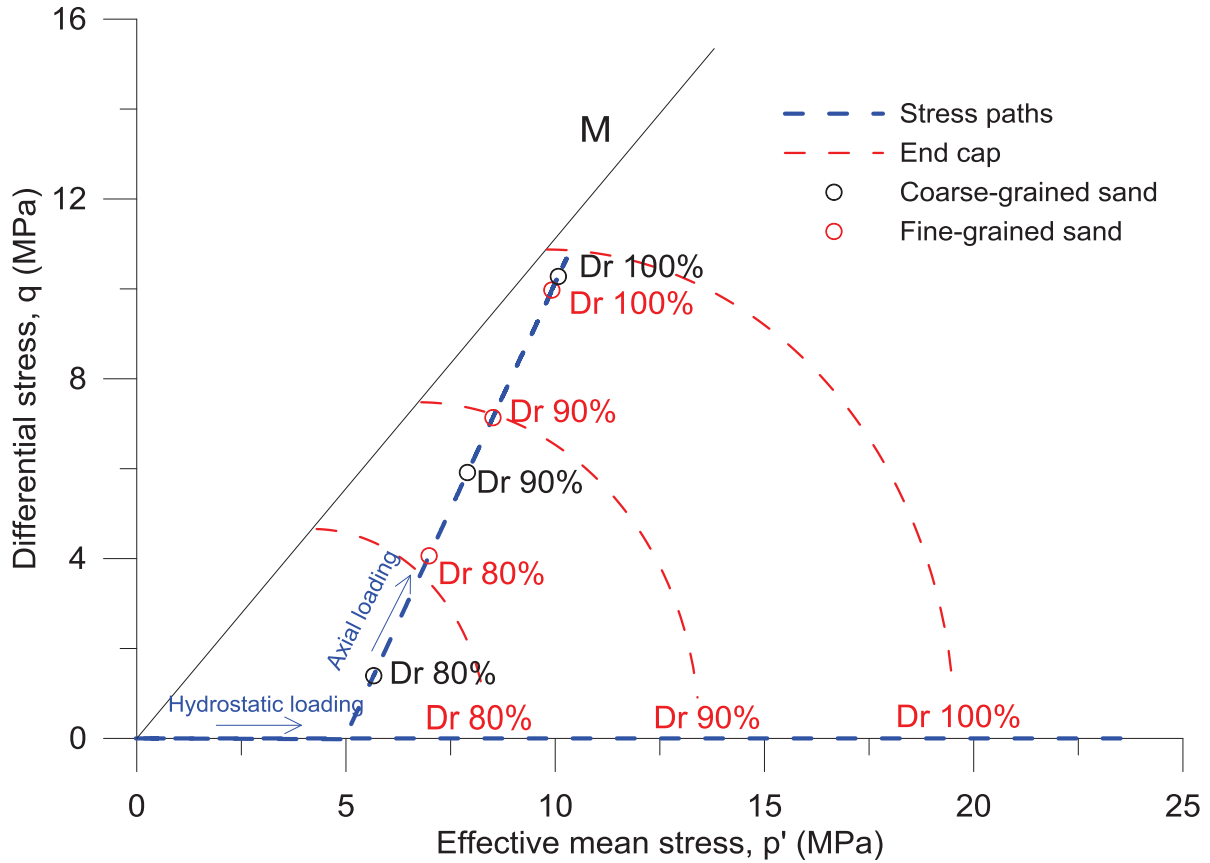


Figure 9. Calculated end-caps for the loose fine-grained sand for pressure, P_{Dr} , for selected relative densities during hydrostatic loading. The stress states during axial loading for selected relative densities are compared for the fine- and coarse-grained sand for tests with similar initial loose packing density. The loading stress needed for the coarse-grained sand to reach the Dr 80% and Dr 90% state is lower than for the fine-grained sand.

for the fine-grained sand. The relationship between porosity losses during shear-enhanced compaction calculated from end-cap model in Equation (4) is further documented for various materials and stress conditions in Skurtveit *et al.* [2013]. For comparison, measured relative density (Dr 80%, Dr 90% and Dr 100%) is plotted for the coarse-grained sand along the same axial loading path as for the fine-grained sand (Figure 9). The coarse-grained sand is found to reach a higher relative density for a lower stress state than the fine sand in the beginning of the test (Figure 9), although both sands approaches the same relative packing density of Dr 100% when getting close to the critical state line. This demonstrates that the low porosity coarse-grained material compacts faster than the high porosity fine-grained sand in the initial part of the test. This higher compressibility of the coarse-grained sand might be linked to the textural differences between the two sands, characterized by the larger grain size, wider grain size distribution (poor sorting), and more pronounced grain damage observed in the coarse-grained sand.

6.3. Hertzian fracturing and grain contacts in the two sands

The theories developed for yield stress (Equation 6) and localization of cataclastic deformation band in sandstone is based on Hertzian fractures that localize on grain contacts [Sammis *et al.*, 1987; Zhang *et al.*, 1990]. One differences between the two Uchaux Sand units studied is the slightly more pronounced grain-crushing observed for the coarse-grained sand during mechanical testing (Figure 6). The onset of grain fracturing can be related to the strength of single grains and the contact forces between them. Using a Hertzian model of normal compression of two identical spheres, it can be shown that for a hydrostatic confining pressure P applied to a random, identical-sphere packing, the confining force F acting between two particles is given by

$$F = \frac{4\pi R^2 P}{C(1-n)} \quad (7)$$

where R is the sphere radius, C is the coordination number and n is the porosity [Mavko and Dvorkin., 2009]. Applying Equation (7) together with average

Table 2. Characteristics of the two tested sands and the confining force calculated between two particles.

Unit	Confining pressure P	Grain radius R ₅₀	Porosity, φ	Coordination number, C	Confining force between two particles F
	MPa	mm			N
Coarse-grained	5	0.325	0.27	7.1	1.3 10 ⁻³
Fine-grained	5	0.115	0.38	5.6	0.2 10 ⁻³

values for porosity from the host rock, grain radius and coordination number for each material (table 1) show that the coarse-grained material is subject to a higher force between the grains than the fine sand (Table 2). The Hertzian model is based on a random, identical-sphere packing. The fine-grained material is best sorted and thus closest to the conditions where the Hertzian model is valid. For the coarse-grained material, the poor sorting makes the application of the model more uncertain. Although the model might hold for the average values used, the coarse-grained material is likely to have a large variation in the local, effective forces and shapes and sizes of contact-areas. The higher average forces calculated for the coarse-grained material are likely to favor yielding due to onset of grain fracturing for the coarse-grained sand and could be an important controlling parameter for observed higher density of SECBs within the coarser-grained sands unit as compared to the finer-grained one. A more intense fracturing of coarse-grained sand compared to fine-grained sand is also observed in experiments by *Chuhan et al.* [2002].

7. Discussion and Conclusion

Field observations from the Uchaux Sands, Provence clearly show favorable conditions for formation of SECBs in the moderate porosity, coarse-grained unit as compared to the high porosity, fine-grained unit, although some bands are observed to continue from the coarse-grained unit and into the fine-grained unit with no apparent change in compaction or cataclasis. Applying the Hertzian fracturing theory on the two sand units shows higher forces on grain contacts in the coarse-grained material than for the fine-grained material for a given effective consolidation pressure. This supports a model where the yield stress for localization of the SECB in this location is related to

Hertzian fracturing theory, i.e. the relationship for yield stress P^* given in Equation 6.

An interpretation of yield stress, P^* , from hydrostatic loading for the fine- and coarse-grained material is presented in *Skurtveit et al.* [2013] using the change in bulk modulus and maximum curvature approach as an indication for onset of grain crushing [*Mesri and Vardhanabhuti*, 2009]. The interpreted yield stress is given in (Table 3) together with a description of the SECB localization observed in the field for the same two formations and yield stress calculated using Equation (6). Note that the experimental result for the coarse-grained material is for a natural packing density, whereas the fine-grained material is tested on a disaggregated sample with an initial packing density of D_r 85%. This variation in packing density makes a direct comparison of yield stress for the two different materials difficult and should be avoided. Instead the experimental yield stress is compared with the empirical yield stress, P^* , which is calculated from the empirical relationship in Equation (6) by using grain radius and porosity from (Table 2). P^* is calculated using both the traditional mean grain size and the peak grain size, which is suggested to impose control on the mechanical properties of the grain framework [*Soliva et al.*, 2013]. The calculated yield stress is found to be higher for the fine-grained material than the coarse-grained material using both the mean and peak grain-size. This result is consistent with the lower confining force estimated between the grains of the fine-grained unit compared to the coarse-grained unit (Table 2), and also in agreement with the preferential formation of cataclastic SECBs in the coarse-grained sand unit.

The best agreement between the experimental yield stress and the P^* calculated using the empirical relationship (Equation 6) is found for the coarse-grained material tested with a natural packing density. A yield stress of about 12-15 MPa was measured and grain

Table 3. Comparison of calculated and measured yield stress, P^* , for both sand units

Unit	Field observation of deformation bands	Interpreted P^* in laboratory experiments	Calculated P^* from Equation (6) using R_{50}	Calculated P^* from Equation (6) using R_{peak}
		MPa	MPa	MPa
Coarse-grained	well distributed networks of SECBs with cataclasis	12-15	37	17
Fine-grained	few SECBs with cataclasis	8-11,	106	95

crushing is observed [Skurtveit *et al.*, 2013], whereas the calculated values are in the range 17-37 MPa, depending on the grain size used. The better estimation of the yield stress using the peak grain-radius in Equation (6) suggests that for poorly sorted material, the peak grain size might be more representative for controlling the deformation than the mean grain size. This is also supported by complementary triaxial tests performed on other coarse-grained sand units of the Uchaux Sands (Appendix C). These tests show a closer estimation of P^* using the peak grain-radius in Equation (6) for poorly-sorted materials (samples A1 and A2) compared to “better-sorted” material (sample F1) (Table C1). Comparing the experimental yield stress and the P^* calculated using the empirical relationship (Equation 6) for the fine-grained material, we see that the experimental yield stress of 8-11 MPa [Skurtveit *et al.*, 2013] is ten times lower than the calculated value of 95-106 MPa (Table 3). This large disagreement might be related to the disaggregate sample used for the laboratory testing, and the deformation dominated by grain rearrangement.

The yield stress, P^* , measured from laboratory tests and calculated using Equation 6 for both units, is integrated in a compilation of values from different studies and plotted in Figure 10. This graph in general confirms with recent data [Baud *et al.*, 2000; Baud *et al.*, 2006; Fortin *et al.*, 2005; Klein *et al.*, 2001; Rutter and Glover, 2012; Skurtveit *et al.*, 2013; Tembe *et al.*, 2008], the trend initially observed by Zhang *et al.* [1990] and also discussed by Wong *et al.* [1997] for sandstones, and Karner *et al.* [2005] for sands. However, significant differences are observed between the P^* value measured in laboratory tests and calculated using Equation (6). This spread in the data suggests that there are also other parameters than porosity and grain size that influence

the yield stress, although the relationship is found to give a good approximation of the trend for most of the materials tested. Calculation of the yield stress is consistently higher than the measured yield stress for the Uchaux Sand samples tested in Skurtveit *et al.* [2013] and the complementary test shown in this study (Appendix C). Calculated yield stress using Equation 6 also gives a clearly lower yield strength for the coarse-grained unit than the fine-grained unit (Table 3). This lower yield calculated for the coarse-grained unit might indicate that the preferential formation of SECBs in the coarse-grained unit is due to lower yield strength of this unit.

Grain fracturing and cataclase observed within the SECB in the coarse-grained unit is another indication supporting Hertzian fracturing and yield due to high forces on grain contacts as a mechanism for the localization of SECBs in this formation. On the other side, the few SECBs observed in the fine-grained unit also shows similar amounts of cataclasis, although the yield stress calculated for the fine-grained unit is 3 times higher than the yield stress calculated for the coarse-grained unit (Table 3). The fine-grained material is also found to yield for much lower stress conditions during experimental testing (Table 3) than the yield stress calculated from Equation (6). Based on the field observations, the few SECBs bands found in the fine-grained unit seem to be propagating from the coarse-grained unit into the fine-grained unit, indicating that the bands could be generated by yield in the coarse-grained unit. The observed cataclasis present in the SECBs in the fine-grained unit is an indication of forces on grain contacts being close to the grain fracturing pressure also for the fine-grained unit, or becoming close to the grain fracturing pressure once yield and localization is initiated.

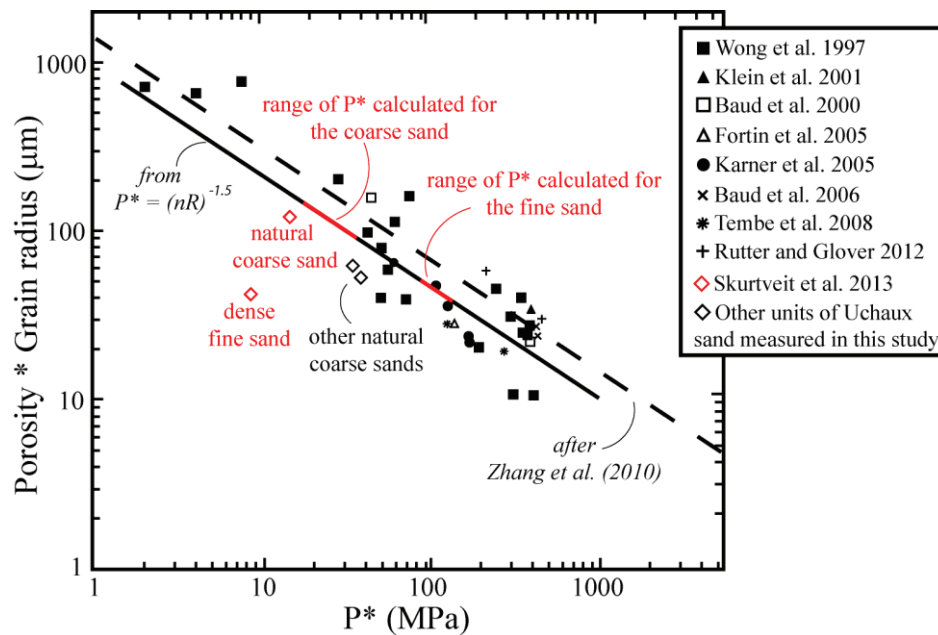


Figure 10. Relationship between Porosity*Grain Radius and the yield stress (P^*) [after Zhang et al., 1990] and yield stress interpreted from laboratory testing.

The parameters and consideration discussed in this paper suggests that the calculated yield stress from the theoretical model for this Uchaux Sand is high compared to the likely in-situ conditions for which SECBs are formed. Hence, there may be mechanisms other than Hertzian fracturing that impose control the deformation and localization of SECB in this formation. Experimental investigation of deformation mechanism during shear-enhanced compaction in Skurtveit et al. [2013] show that in poorly lithified sandstone two different deformation mechanism are present; (i) grain rearrangement (slip and rolling), and (ii) grain damage (fracturing, splitting and crushing). The transition between these mechanisms in naturally deformed sandstones is mainly controlled by the cohesion of the material, which is again related to diagenetic processes and burial depth [Fossen et al., 2007]. The studied units are poorly-lithified sandstones or sand and the SECBs might form by a combination of grain rearrangement and grain damage. The transition in deformation mechanism is gradual, overlapping and also influenced by the packing density related porosity and the amount of pore space available for grain movement [Chuhan et al., 2002; Karner et al., 2005]. From the experimental compaction curves, the coarse-grained sand is found to compact slightly faster than the fine-grained sand, suggesting a potential looser packing of the fine-grained unit at the time of SECBs formation. The looser grain packing is likely to be dominated by compaction, whereas for the denser grain packing yield is better defined (Figure 5). The packing density in the unit at the time of SECB formation in Provence is not known, but

could be higher or close to the present day porosity in the host rock. In any case, compaction due to grain rearrangement is likely to be an important deformation mechanism for poorly lithified sandstone and sand.

The combined insight from field observations and mechanical testing presented here indicate that the two units show a difference in porosity mainly related to the textural differences between the two sands, specifically the better sorting of the fine-grained material, whereas the similar packing density indicate similar loading and compaction. Packing density is a parameter used within sand characterization and can also be related to strength of the material [Bolton, 1986]. Our study highlights the importance of the relative packing density in addition to porosity for granular material in order to separate between the initial porosity and compaction derived porosity change, where the initial porosity is controlled by the textural characteristics of the sand and the compaction porosity is controlled by loading and ageing of the material. The preferred localization in coarse-grained unit compared to the fine-grained higher porosity unit might be controlled by a higher packing density in the coarse-grained unit at the time of SECB formation in Provence, by higher contact forces and easier fracturing of the coarse grains or a combination of the different mechanism.

Acknowledgement. This study is part of a consortium R&D project 207806, the IMPACT Project, funded by the CLIMIT Program at the Research Council of Norway and Statoil. Support from AREVA NC is also

acknowledged. Thanks to R.H. Gabrielsen for comments on the manuscript and P.Charrier for help with the tests performed in Grenoble.

Appendix A – Grain angularity quantification

Grain angularity quantification is performed by an automatic image processing of optical photomicrographs of a representative numbers of grains: 27 for the coarse-grained sandstone and 40 for the fine-grained sandstone. The grain selection is performed manually. Many morphological descriptors have been proposed for quantifying grain shapes, and more specifically their degree of roundness [e.g., Cox and Budhu, 2008; Mora and Kwan, 2000]. All these morphological parameters are defined as ratios of these various geometrical dimensions, and equal 1 for a

perfect spherical grain. In this study, we use the morphological parameters listed in Table A1. For each parameter, we estimate the mean value and the standard deviation for each material (Table A1).

All the tested proxies for grain angularity provide similar values for both units. The coarse-grained material shows slightly higher compactness, roundness, modification ratio and sphericity whereas the fine-grained material shows slightly higher aspect ratio and circularity (Figure A1). Nevertheless, a simple Student's test (or equivalently a z-test) clearly states that the statistics of the shape parameter values on these two different materials do not differ significantly (Table A1). Indeed, almost all the p-values indicate that the probability of rejecting by error the hypothesis of a similar mean value for both materials ranges from 30% to 60%.

Table A1. Shape parameters and mathematical expressions used for the grain angularity analysis together with the mean value and standard deviation measured for the coarse- and fine-grained sand. The p-values of the two-sample Student's test is also given. Mathematical factors used are: area, A , and the perimeter of one grain P , the area of its convex hull, $ConvexArea$, the length, L_{min} and width L_{max} of the smallest rectangle enclosing the grain, the minor and major axes of the best fitting ellipse, $MinorAxis$ and $MajorAxis$, respectively, and the radius of the maximum inscribed and minimum circumscribed circles, R_I and R_C respectively.

Shape parameter	Math. expression	Coarse-grained sand Mean and Standard deviation	Fine-grained sand Mean and Standard deviation	p-value Student's test
Sphericity	$\frac{R_I}{R_C}$	0.65 0.06	0.63 0.09	0.33
Circularity	$\frac{4\pi A}{P^2}$	0.75 0.04	0.77 0.05	0.11
Modification ratio	$\frac{2 R_I}{MajorAxis}$	0.70 0.07	0.69 0.10	0.42
Feret compactness	$\frac{\sqrt{4 \cdot A}}{\pi \cdot L_{max}}$	0.88 0.06	0.87 0.08	0.63
Feret roundness	$\frac{4 \cdot A}{(\pi \cdot L_{max})^2}$	0.78 0.11	0.76 0.13	0.67
(Feret aspect ratio) ⁻¹	$\frac{L_{min}}{L_{max}}$	0.77 0.03	0.75 0.03	0.15
Solidity	$\frac{A}{ConvexArea}$	0.97 0.02	0.96 0.02	0.41
Ellipse roundness	$\frac{4 \cdot A}{(\pi \cdot MajorAxis)^2}$	0.74 0.08	0.72 0.11	0.49
Ellipse compactness	$\frac{\sqrt{4 \cdot A}}{\pi \cdot MajorAxis}$	0.86 0.05	0.85 0.07	0.45
(Ellipse aspect ratio) ⁻¹	$\frac{MinorAxis}{MajorAxis}$	0.76 0.09	0.74 0.12	0.47

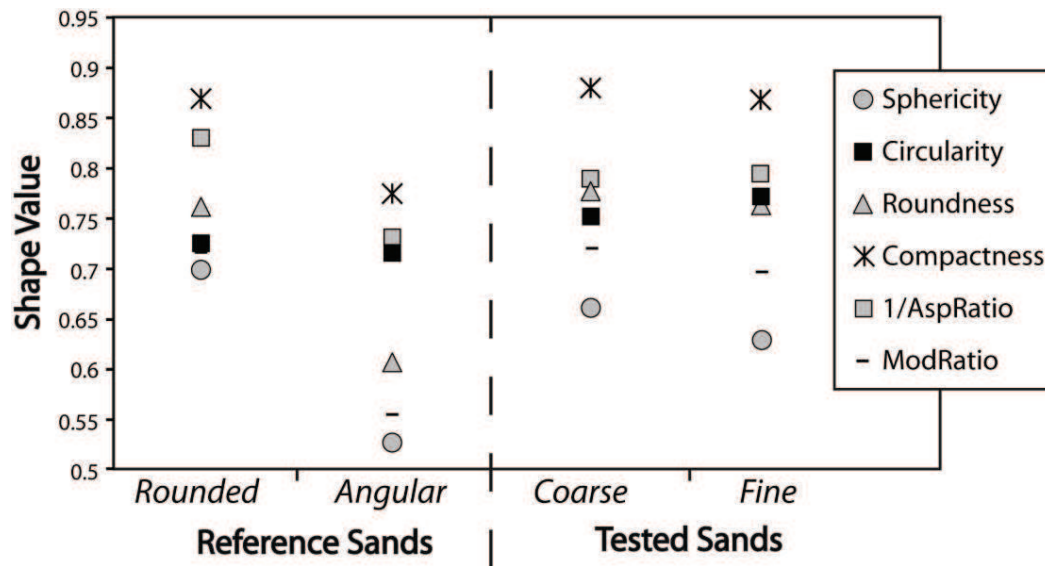


Figure A1. Graph showing the different shape parameters measured on grains from each sand unit. Shape parameters of standard rounded and angular sand from Cox and Budhu [2008] are also plotted to compare with the coarse-and-fine-grained sand tested.

In the cases of the circularity and the Feret aspect ratio, this probability decreases to ~10-15%. Anyway, these probabilities are high enough to consider that the two sands have similar shape properties. The comparison with the references of rounded and angular sands [Cox and Budhu, 2008], show more similarity of both sandstone units with the rounded sand (Figure A1). Indeed, the two sands analyzed in this study can be classified as sub-rounded to rounded grains.

Appendix B – Experimental details

Tests are performed in the laboratory at the Norwegian Geotechnical Institute (NGI) using a triaxial test setup measuring axial and radial deformation [Berre, 2011]. The tests were performed using drained conditions and a backpressure of 1 MPa. The hydrostatic test is loaded isotropically up to 40 MPa, whereas for the axial compression tests a differential stress was imposed after hydrostatic loading to the confining pressure. Details about the test set-up and methodology are given in Skurtveit *et al.* [2013], together with interpretation of yield stress and discussion of deformation mechanism. Overview of the test presented and discussed in this paper is given in Table B1.

Appendix C – Complementary measurements of P^*

Complementary triaxial tests on the Uchaux Sand were performed in the 3SR laboratory at Grenoble (France). These tests were done to support the discussion about the P^* value. The tested materials are sampled in the Uchaux Sands at the Montmout quarry, Provence [Ballas *et al.*, 2013] from the same study area of this analysis. The tests were performed on natural samples using a triaxial cell and undrained conditions [Bésuelle *et al.*, 2000]. The tests are loaded isotropically up to 60 MPa. Results from the tests are shown in Figure C1 together with interpretation of yield stress, P^* . Material characteristics and yield stresses measured from tests and calculated using Equation (6) are given in Table C1.

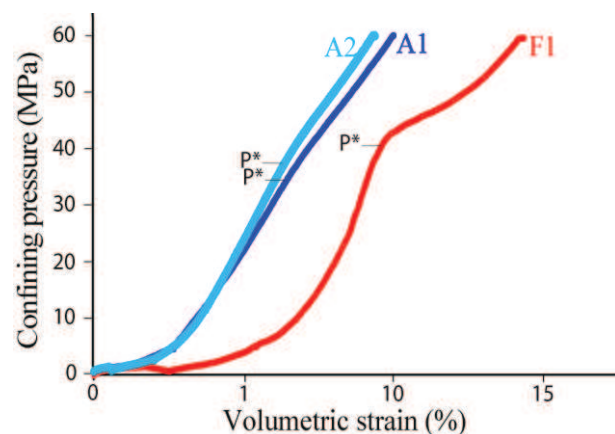


Figure C1. Graph showing the volumetric strain as a function of the confining pressure for hydrostatic tests on two units from the Uchaux Sands in the Montmout quarry, Provence. Interpretation of P^* is marked on the curve.

Table B1. Initial packing density, relative density, porosity together with loading path, confining stress and interpreted yield stress for the test presented. Test methodology, results and interpretation is presented in Skurtveit et al. [2013].

Sample	Packing density	Dr	Initial porosity	Loading conditions	Confining stress	Yield stress, P
		(%)	(%)		(MPa)	(MPa)
Coarse-grained sand*	loose	55	36	Axial compression	5	-
Fine-grained sand	loose	54	46	Axial compression	5	-
Fine-grained sand	dense	84	41	Axial compression	5	8.8
Fine-grained sand	loose	58	46	Hydrostatic	40	-
Fine-grained sand	dense	82	41	Hydrostatic	40	8.7
Coarse-grained sand	natural	53	37	Hydrostatic	40	15.1

* this test is not included in Skurtveit et al. [2013]. Test procedures are similar as for the loose fine-grained sample.

Table C1. Characteristics of the materials together with yield stress, P*, calculated and measured using hydrostatic loading.

Uchaux sand Sample	Median grain size (d ₅₀)	Peak grain size (d _{peak})	Grain sorting (d ₆₀ /d ₁₀)	Initial porosity	Calculated* Yield Stress P	Measured Yield Stress P
	mm	mm		%	(MPa)	(MPa)
A1 and A2	0.49	1.6	8.6	21.94	80/14	35/33
F1	0.54	1.1	3.9	26.66	52/18	38

* This value is calculated using both median grain size and peak grain size (median/peak).

References

- Antonellini, M. A., A. Aydin, and D. D. Pollard (1994), Microstructure of Deformation Bands in Porous Sandstones at Arches National-Park, Utah, *Journal of Structural Geology*, 16(7), 941-959.
- Aydin, A., and A. M. Johnson (1978), Development of Faults as Zones of Deformation Bands and as Slip Surfaces in Sandstone, *Pure and Applied Geophysics*, 116(4-5), 931-942.
- Ballas, G., R. Soliva, A. Benedicto, and J. P. Sizun (submitted), Control of tectonic setting and large-scale faults on the basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France), *Marine and Petroleum Geology*
- Ballas, G., R. Soliva, J.-P. Sizun, H. Fossen, A. Benedicto, and E. Skurtveit (2013), Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France), *Journal of Structural Geology*, 47(0), 3-15.
- Baud, P., W. Zhu, and T. f. Wong (2000), Failure mode and weakening effect of water on sandstone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 105(B7), 16371-16389.
- Baud, P., E. Klein, and T. F. Wong (2004), Compaction localization in porous sandstones: spatial evolution of damage and acoustic emission activity, *Journal of Structural Geology*, 26(4), 603-624.
- Baud, P., V. Vajdova, and T. F. Wong (2006), Shear-enhanced compaction and strain localization: Inelastic deformation and constitutive modeling of four porous sandstones, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B12).
- Beard, D., and P. Weyl (1973), Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand, *Aapg Bulletin*, 57(2), 349-369.
- Berre, T. (2011), Triaxial Testing of Soft Rocks, *Geotechnical Testing Journal*, 34(1), 61-75.
- Bésuelle, P. (2001), Compacting and dilating shear bands in porous rock: Theoretical and experimental conditions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 106(B7), 13435-13442.
- Bésuelle, P., J. Desrues, and S. Raynaud (2000), Experimental characterisation of the localisation phenomenon inside a Vosges sandstone in a triaxial cell, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37(8), 1223-1237.
- Bolton, M. (1986), The strength and dilatancy of sands, *Geotechnique*, 36(1), 65-78.
- Cho, G.-C., J. Dodds, and J. C. Santamarina (2006), Particle shape effects on packing density, stiffness, and strength: natural and crushed sands, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 132(5), 591-602.

- Chuhan, F. A., A. Kjeldstad, K. Bjørlykke, and K. Høeg (2002), Porosity loss in sand by grain crushing—Experimental evidence and relevance to reservoir quality, *Marine and Petroleum Geology*, 19(1), 39-53.
- Cornforth, D. (1973), Prediction of drained strength of sands from relative density measurements, *ASTM STP*, 523, 281-303.
- Cox, M. R., and M. Budhu (2008), A practical approach to grain shape quantification, *Engineering Geology*, 96(1), 1-16.
- Davis, R. O., and A. P. Selvadurai (2002), *Plasticity and geomechanics*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Fisher, Q. J., and R. Knipe (2001), The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf, *Marine and Petroleum Geology*, 18(10), 1063-1081.
- Fisher, Q. J., M. Casey, S. D. Harris, and R. J. Knipe (2003), Fluid-flow properties of faults in sandstone: the importance of temperature history, *Geology*, 31(11), 965-968.
- Fortin, J., A. Schubnel, and Y. Gueguen (2005), Elastic wave velocities and permeability evolution during compaction of Bleurswiller sandstone, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42(7-8), 873-889.
- Fossen, H. (2010), Deformation bands formed during soft-sediment deformation: Observations from SE Utah, *Marine and Petroleum Geology*, 27(1), 215-222.
- Fossen, H., R. A. Schultz, and A. Torabi (2011), Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah, *Journal of Structural Geology*, 33(10), 1477-1490.
- Fossen, H., R. A. Schultz, Z. K. Shipton, and K. Mair (2007), Deformation bands in sandstone: a review, *J Geol Soc London*, 164, 755-769.
- Issen, K., and J. Rudnicki (2000), Conditions for compaction bands in porous rock, *Journal of Geophysical Research*, 105(B9), 21529-21521, 21536.
- Johansen, T. E. S., H. Fossen, and R. Kluge (2005), The impact of syn-faulting porosity reduction on damage zone architecture in porous sandstone: an outcrop example from the Moab Fault, Utah, *Journal of Structural Geology*, 27(8), 1469-1485.
- Karner, S. L., J. S. Chester, F. M. Chester, A. K. Kronenberg, and A. Hajash Jr (2005), Laboratory deformation of granular quartz sand: Implications for the burial of clastic rocks, *Aapg Bulletin*, 89(5), 603-625.
- Klein, E., P. Baud, T. Reuschlé, and T. Wong (2001), Mechanical behaviour and failure mode of Bentheim sandstone under triaxial compression, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(1), 21-25.
- Mavko, G., Tapan Mukerji, and J. Dvorkin. (2009), *The Rock Physics Handbook*, Cambridge University Press.
- Mesri, G., and B. Vardhanabhuti (2009), Compression of granular materials, *Canadian Geotechnical Journal*, 46(4), 369-392.
- Mitchell, J. K., and K. Soga (2005), Fundamentals of soil behavior, *Hoboken (NJ): John Wiley & Sons*.
- Mollema, P. N., and M. A. Antonellini (1996), Compaction bands: A structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone, *Tectonophysics*, 267(1-4), 209-228.
- Mora, C., and A. Kwan (2000), Sphericity, shape factor, and convexity measurement of coarse aggregate for concrete using digital image processing, *Cement and concrete research*, 30(3), 351-358.
- Rudnicki, J. W. (2004), Shear and compaction band formation on an elliptic yield cap, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 109(B3).
- Rutter, E., and C. Glover (2012), The deformation of porous sandstones; are Byerlee friction and the critical state line equivalent?, *Journal of Structural Geology*.
- Saillet, E., and C. A. J. Wibberley (2010), Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France, *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1590-1608.
- Sammis, C., G. King, and R. Biegel (1987), The kinematics of gouge deformation, *Pure and Applied Geophysics*, 125(5), 777-812.
- Sanchis, E., and M. Séranne (2000), Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès Basin, southern France, *Tectonophysics*, 322(3), 219-242.
- Schueller, S., A. Braathen, H. Fossen, and J. Tveranger (2013), Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: Statistical analysis of field data, *Journal of Structural Geology*, 52, 148-162.
- Schultz, R. A., and R. Siddharthan (2005), A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks, *Tectonophysics*, 411(1-4), 1-18.
- Séranne, M., A. Benedicto, P. Labaum, C. Truffert, and G. Pascal (1995), Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: Role of the Pyrenean orogeny, *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), 809-820.
- Sibson, R. (1977), Fault rocks and fault mechanisms, *J Geol Soc London*, 133(3), 191-213.
- Skurtveit, E., A. Torabi, R. H. Gabrielsen, and M. D. Zoback (2013), Experimental investigation of deformation mechanisms during shear-enhanced

- compaction in poorly lithified sandstone and sand, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(8), 4083-4100.
- Skurtveit, E., A. Torabi, R. H. Gabrielsen, R. Alikarami, G. Ballas, H. Fossen, and R. Soliva (2012), Deformation mechanisms in uncemented sandstone, examples from triaxial tests, paper presented at EAGE Fault and Top Seals, EAGE, Montpellier, France.
- Soliva, R., R. A. Schultz, G. Ballas, A. Taboada, C. Wibberley, E. Salliet, and A. Benedicto (2013), A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties; new insight from Provence (southern France), *Journal of Structural Geology*.
- Solum, J. G., J. P. Brandenburg, S. J. Naruk, O. V. Kostenko, S. J. Wilkins, and R. A. Schultz (2010), Characterization of deformation bands associated with normal and reverse stress states in the Navajo Sandstone, Utah, *Aapg Bulletin*, 94(9), 1453-1475.
- Tembe, S., P. Baud, and T. f. Wong (2008), Stress conditions for the propagation of discrete compaction bands in porous sandstone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 113(B9).
- Tondi, E., M. Antonellini, A. Aydin, L. Marchegiani, and G. Cello (2006), The role of deformation bands, stylolites and sheared stylolites in fault development in carbonate grainstones of Majella Mountain, Italy, *Journal of Structural Geology*, 28(3), 376-391.
- Wilson, J. E., L. B. Goodwin, and C. J. Lewis (2003), Deformation bands in nonwelded ignimbrites: Petrophysical controls on fault-zone deformation and evidence of preferential fluid flow, *Geology*, 31(10), 837-840.
- Wong, T. F., and P. Baud (2012), The brittle-ductile transition in porous rock: A review, *Journal of Structural Geology*, 44, 25-53.
- Wong, T. F., C. David, and W. L. Zhu (1997), The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: Mechanical deformation, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B2), 3009-3025.
- Zhang, J. X., T. F. Wong, and D. M. Davis (1990), Micromechanics of Pressure-Induced Grain Crushing in Porous Rocks, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 95(B1), 341-352.

3.2. Estimation des trajets de contraintes

Bien que dans la réalité l'enfouissement et la tectonique sont généralement synchrones, pour des raisons purement formelles, nous présenterons l'estimation du trajet des contraintes en séparant ces deux étapes : la phase d'**enfouissement** et la phase de **chargement tectonique**.

3.2.1. Enfouissement

Le trajet des contraintes correspondant à la phase d'enfouissement peut être considéré comme un chargement compressif vertical ($\sigma_1 = \sigma_v$) (Fig. 3.10). On considère qu'aucun événement tectonique régional ne perturbe le trajet des contraintes lors de cette étape. Ce chargement correspond donc à l'accumulation progressive des sédiments au-dessus du niveau sablo-gréseux considéré ; épaisseur de sédiment qui doit être estimée afin d'obtenir la profondeur d'enfouissement maximale avant toute activité tectonique. Ce chargement compressif vertical correspond donc à la charge lithostatique progressivement apportée, qui peut être calculée par :

$$\sigma_v = \sigma_1 = \rho g z$$

Avec σ_v = charge compressive verticale ; σ_1 = contrainte principale majeure ; z = **profondeur d'enfouissement** en mètre, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$, $\rho = 2250 \text{ kg.m}^{-3}$.

Cette charge verticale peut ensuite être reliée aux charges horizontales ($\sigma_H = \sigma_h$) correspondant aux contraintes de confinement ($\sigma_2 = \sigma_3$) par :

$$\sigma_H = \sigma_h = K_0 \sigma_v \text{ ou } \sigma_2 = \sigma_3 = K_0 \sigma_1$$

Avec $\sigma_H = \sigma_h$ = charges horizontales ; $\sigma_2 = \sigma_3 = P_c$ Pression de confinement ; K_0 = coefficient de pression des terres au repos ($K_0 = P_c / \sigma_v$). En l'absence de chargement tectonique, l'état de contrainte d'un matériel granulaire à une profondeur donnée peut être estimé à l'aide de **tests œdométriques** au sein desquels un matériel granulaire est soumis à un chargement uni-axial vertical avec une expansion latérale du matériel bloquée. Les résultats des tests œdométriques dans divers matériaux granulaires dont des sables montrent un rapport entre la contrainte horizontale et la contrainte verticale effective de $K_0 = \sigma'_{xx} / \sigma'_{zz}$ généralement compris entre 0.5 et 0.8. (Mitchell et Soga, 2005). Ce comportement diffère considérablement des tests effectués sur des roches cimentées, plus rigides, moins plastiques et qui ont par conséquent des valeurs de K_0 plus faibles (Earl, 1997; Voznesensky et Nordal, 1999; Mitchell et Soga, 2005). Notons que pour des matériaux parfaitement élastiques, K_0 peut être **estimé théoriquement**:

$$K_0 = \sigma_{xx}/\sigma_{zz} = \nu/[1 - \nu]$$

Avec $K_0 = 0.33$ pour une valeur commune de coefficient de Poisson de $\nu = 0.25$ (Jaeger et Cook, 1979).

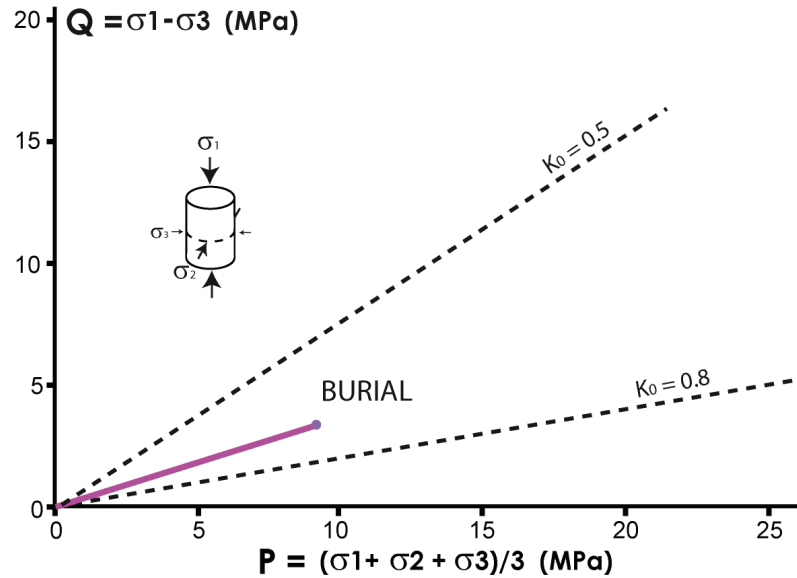


FIGURE 3.10 – Estimation du trajet des contraintes lors de l'enfouissement.

FIGURE 3.10 – Stress path estimation for burial.

Une façon plus appropriée d'évaluer K_0 pour des grès poreux de réservoirs dans des conditions réalistes et in-situ, est d'analyser des données de **contraintes en forage** pour des cas d'étude où l'état de contrainte dans la colonne lithostratigraphique est considéré quasi-lithostatique ($\sigma_v > \sigma_H = \sigma_h$). Les contraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 ont pu être évaluées en forage à partir de modèle mécanique calibré avec des mesures de « leak off test » dans des réservoirs gréseux (données de P. Marchina, A. Onaisi et C. Goult (TOTAL), Fig. 3.11). Notons que sur ces données, la pression de pore (P_{pore}) est connue aux profondeurs respectives des contraintes estimées. Trois exemples ont ainsi été sélectionnés pour des forages en milieu gréseux poreux sur des sites où la contrainte tectonique est supposée peu significative (peu à pas d'ovalisation et pas de tectonique régionale active) (Fig. 3.11). Les données de forage sont exprimées en contrainte moyenne (P , effet des fluides annulé) et contrainte déviatorique (Q). Ces résultats sont comparés à des trajets d'état de contrainte lithostatique théoriques, calculés en utilisant des valeurs de K_0 différentes (0.25, 0.5, 0.75 et 1).

Sur ce graphique, la valeur de K_0 in-situ dans les grès poreux de réservoirs est aux alentours de 0.8 (Fig. 3.11). Notons que pour des valeurs de K_0 élevées, un très faible déviateur dans le plan horizontal ($\sigma_H > \sigma_h$) peut dénoter d'une contrainte tectonique non négligeable, si bien qu'il est probable que cette la valeur de K_0 présentée ici soit un peu surestimée. Ceci nous permet de penser qu'un K_0 environ égal à **0.7** semble être plus réaliste, et plus cohérent avec les résultats des tests mécaniques rappelés précédemment.

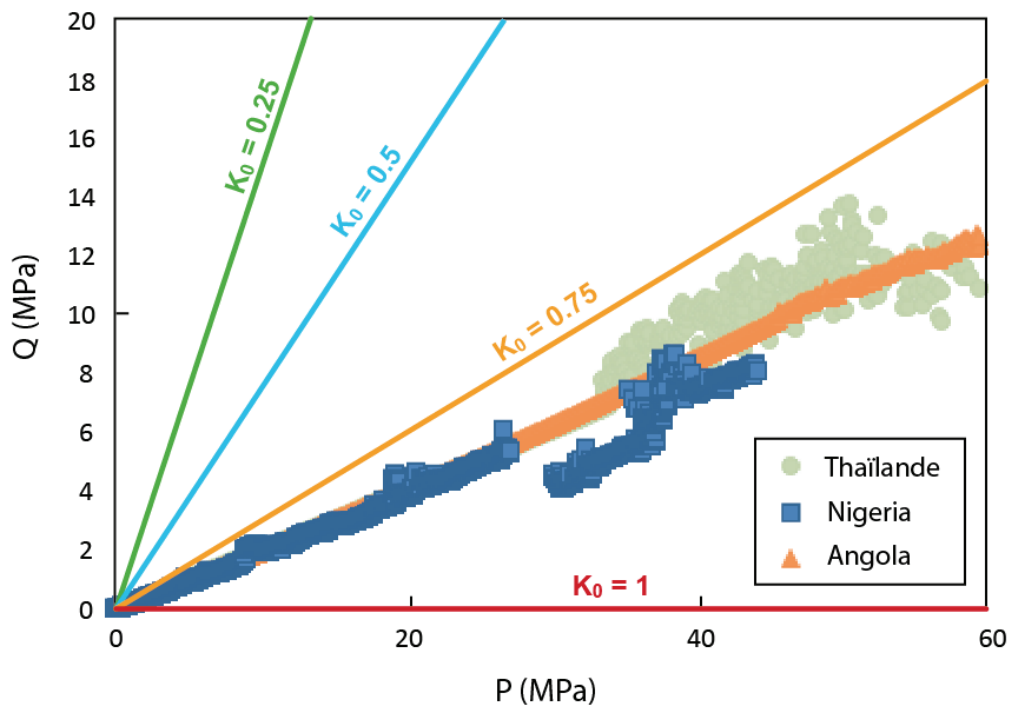


FIGURE 3.11 – Contrainte déviatorique (Q) et contrainte moyenne (P) mesurées en forages sur des sites où l'état de cointainte est considéré comme lithostatique, i.e. sans chargement tectonique. Les traits de couleur représentent des trajets de contraintes théoriques calculés pour des valeurs de K_0 différentes.

FIGURE 3.11 – Deviatoric stress (Q) and mean stress (P) measured along three wells in sites without tectonic loading. Color lines show stress paths calculated for different K_0 .

3.2.2. Chargement tectonique

L'effet des contraintes associées aux chargements tectoniques est estimé en utilisant le coefficient de pression des terres au repos estimé précédemment. La contrainte principale majeure peut être horizontale ou verticale en fonction du régime tectonique en action : inverse, normal ou décrochant.

En contexte contractant (régime inverse), le chargement tectonique (σ_T) est horizontal et induit une augmentation des contraintes latérales de : $K_0 \sigma_T$. Notons cependant, que l'apport de ce chargement horizontal sur la contrainte verticale est supposé nul de par la présence du bord libre que représente la surface de la Terre. Dans un matériau où la contrainte principale majeure est initialement verticale (conditions correspondantes à la phase d'enfouissement), un chargement contractant induit alors deux points de permutation de contrainte à $\sigma_H + \sigma_T = \sigma_V$ et $\sigma_H + K_0 \sigma_T = \sigma_V$; jusqu'à obtenir une contrainte principale majeure (σ_1) horizontale et une contrainte principale mineure (σ_3) verticale (Figs. 3.12 et 3.13). Ce trajet des contraintes va donc se présenter en 3 sous-étapes correspondantes aux permutations des contraintes (Fig. 3.12). Le trajet final, correspondant au véritable régime inverse (3^{ème} et dernière partie du trajet), induit une augmentation progressive de la contrainte moyenne (P) et du déviateur de contrainte (Q) (Fig. 3.12).

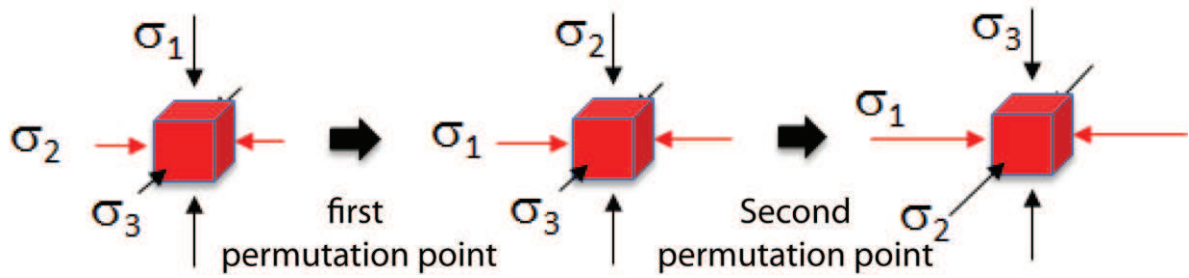


FIGURE 3.12 – Estimation du trajet des contraintes sous un régime tectonique inverse (contractant).
 FIGURE 3.12 – Stress path estimation for contractional (reverse) regime.

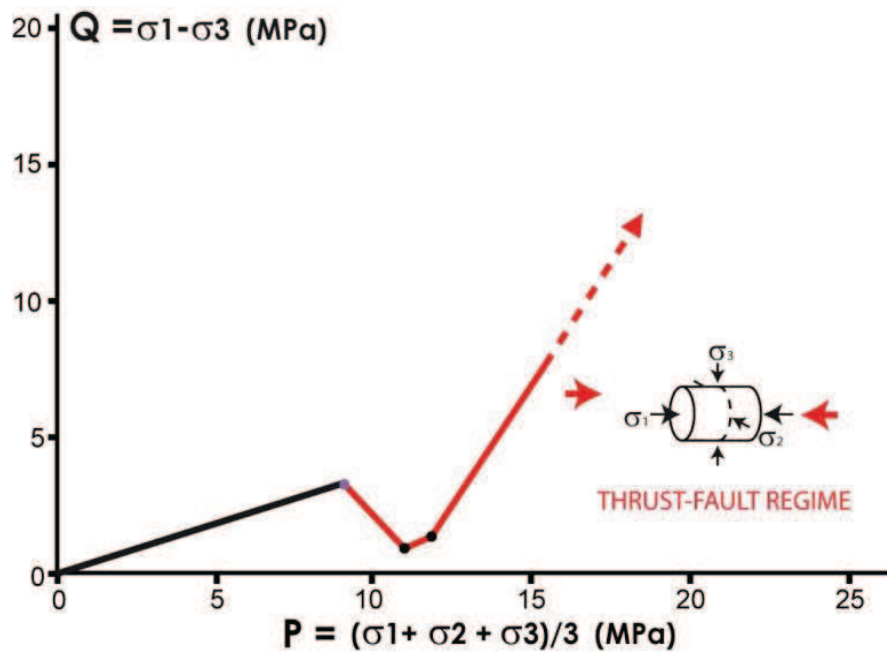


FIGURE 3.13 – Estimation du trajet des contraintes sous un régime tectonique inverse (contractant).
 FIGURE 3.13 – Stress path estimation for contractional (reverse) regime.

En contexte extensif (régime normal), le chargement tectonique (σ_T) est horizontal et négatif. Ce régime induit donc une réduction de la contrainte principale mineure (σ_3) alors que la contrainte principale majeure (σ_1) reste verticale et constante. Ceci induit une diminution de la contrainte moyenne (P) et une augmentation du déviateur de contrainte (Q) (Fig. 3.14). Cependant, selon l'état de surconsolidation éventuelle du matériau, l'effet de cette tension sur la seconde contrainte principale horizontale n'est pas bien contraint. Le trajet des contraintes associé à cette phase tectonique sera donc considéré comme un segment montrant une pente variant entre deux cas extrêmes : -2 et -3 (effet suivant K_0 ou pas d'effet) sur des diagrammes $Q - P$ (Fig. 3.14).

Ceci montre que le trajet des contraintes associés aux régimes normal et inverse sont très différents l'un de l'autre (Figs. 3.12 et 3.13). L'initiation de bandes de déformation devrait ainsi se faire pour des états de contraintes différents d'un régime à l'autre, sur des parties de l'enveloppe de plasticité très différentes. Les caractéristiques structurales, microstructurales et petrophysiques des bandes formées sont susceptibles d'être très différentes entre régime inverse (contractant) et régime normal (extensif).

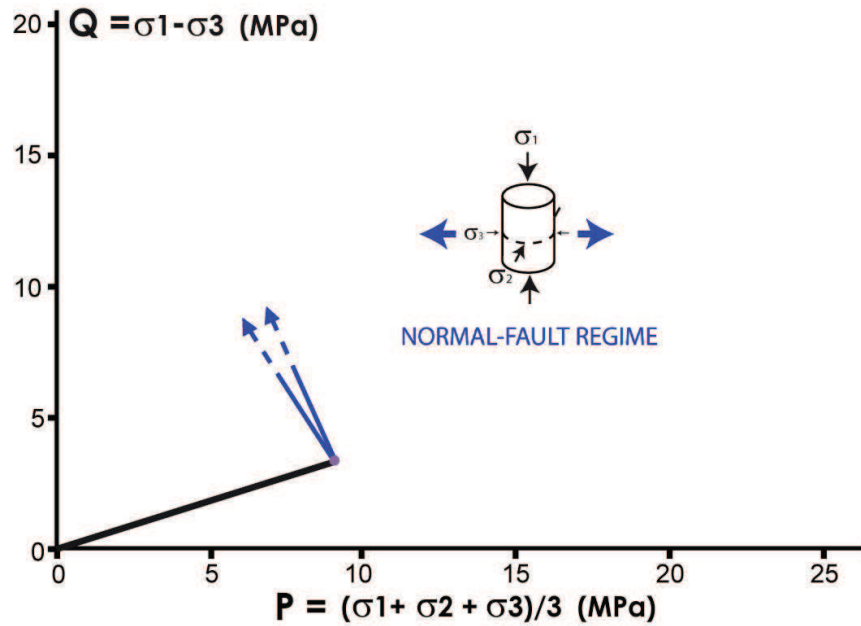


FIGURE 3.13 – Estimation du trajet des contraintes sous un régime tectonique normal (extensif).
 FIGURE 3.13 – Stress path estimation for extensional (normal) regime.

3.3. Modèle de localisation de la déformation dans les grès poreux

Cette partie se présente sous la forme d'une note publiée au *Journal of Structural Geology*. Nous y décrivons les bases d'un modèle de localisation de la déformation dans les grès poreux, en fonction du contexte tectonique, de l'enfouissement et des propriétés du matériau (porosité et taille de grain) élaboré à partir des résultats décrits précédemment dans ce chapitre. L'influence de ces paramètres a pu être mise en évidence par l'analyse détaillée et multi-échelle des réseaux de bandes de Provence (voir Chapitre II). Ce modèle, basé sur ces analyses de terrain, permet une estimation de l'initiation et de certaines caractéristiques géométriques générales des bandes de déformation susceptibles de se former dans un contexte donné. Nous proposons une estimation du trajet des contraintes ; partie du modèle simulant l'influence de l'enfouissement et du régime tectonique ; et du calcul des enveloppes de plasticité; partie d'une solution empirique intégrant les propriétés internes du matériau (Zhang et al., 1990 ; Wong et al., 1997). Deux sites spécifiques ; les carrières de Boncavaï et de L'Étang ; contenant trois différents réseaux de bandes ont été sélectionnés afin de développer et valider ce modèle pour deux régimes tectoniques de contraintes andersoniennes : normal et inverse ; ainsi que deux grès hôte différents (le grès de la carrière de L'Étang et les sables de la carrière de Boncavaï).

Notons que ces travaux ont fait l'objet de plusieurs présentations orales « *Strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties* », EGU, Vienne, 2011 ; EAGE, Fault and Top Seal conference, Montpellier, 2012 ; et TectonoMechanics, Paris, 2013) et poster (« *Tectonic regime and strain localization in porous sandstone (Provence, France)* », EGU, Vienne, 2012).

Note 5

A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties, new insight from Provence (southern France)

Publiée dans *Journal of Structural Geology*

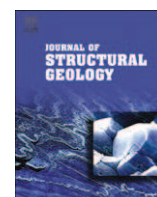
Mars 2013

Soliva, R., Schultz, R.A., **Ballas, G.**, Taobada, A., Wibberley, C.A.J., Sallet, E., Benedicto, A.



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Journal of Structural Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsg

A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties; new insight from Provence (southern France)

Roger Soliva^{a,*}, Richard A. Schultz^{b,1}, Gregory Ballas^{a,2}, Alfredo Taboada^{a,3}, Christopher Wibberley^{c,4}, Elodie Sallet^{d,5}, Antonio Benedicto^{e,6}

^a University of Montpellier II, Laboratoire Géosciences Montpellier, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

^b ConocoPhillips Company, 600 North Dairy Ashford, Houston, TX 77079, USA

^c TOTAL, CSTJF, Av. Larribau, 64018 Pau, France

^d Strathclyde University, Department of Civil Engineering, Glasgow, UK

^e AREVA NC, Direction des Géosciences, Paris-La Défense, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 6 February 2012

Received in revised form

23 November 2012

Accepted 27 November 2012

Available online 17 January 2013

Keywords:

Deformation band

Tectonics

Burial

Strain localization

Sandstone

ABSTRACT

The analysis of three cataclastic band sets from Provence (France) reveals that the band density, their conjugate angles, their ratio of shear displacement to compaction, and the amount of cataclasis within the bands differ and can be expressed as functions of tectonic setting and petrophysical properties. We identify (1) a dense and closely spaced network of shear-enhanced (reverse) compaction bands; (2) a regularly spaced less dense network of reverse compactional shear bands; and (3) a localized network of normal shear bands. The field data show that strain localization is favored in an extensional regime and is characterized by shear bands with a large shear to compaction ratio and a small conjugate band angle. In contrast, distributed strain is favored in a contractional regime and is characterized by compactional bands with a low ratio of shear to compaction and a large conjugate band angle. To explain the mechanical origin of this strain localization, we quantify the yield strength and the stress evolution in extensional and contractional regimes in a frictional porous granular material. We propose a model of strain localization in porous sands as a function of tectonic stresses, burial depth, material properties, strain hardening and fluid pressure. Our model suggests that stress reduction, inherent to extensional regime, favors strain localization as shear bands, whereas stress increase during contraction favors development of compactional bands.

© 2012 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The geometry of brittle strain localization in the Earth's crust was described as dependent on a series of factors including strain rate (e.g. England, 1983), initial weakness (e.g. Fletcher and Hallet, 1983), layering (Soliva and Schultz, 2008) or tectonic style and velocity conditions (Buck, 1991; Tikoff and Wojtal, 1999). In porous sandstone, it is well known from mechanical testing and theory that cataclastic strain localization is favored for large deviatoric stress states, promoting cataclastic shear bands, whereas distributed

strain is favored for smaller deviatoric stresses and larger mean stress that promotes material compaction by porosity collapse in cataclastic compaction bands (e.g. Bésuelle, 2001; Rudnicki, 2004; Baud et al., 2004; Fortin et al., 2005). Field data also implicitly show that distributed strain is generally inherent to band systems having a large component of compactional displacement (Sternlof et al., 2005; Wibberley et al., 2007; Fossen et al., 2007; Schultz et al., 2008; Eichhubl et al., 2010; Sallet and Wibberley, 2010). However, the degree of dependence of the strain distribution with respect to the ratio of shear displacement to compaction has not been investigated. More recent band system analyses have been especially designed to decipher strain distribution in porous sandstone as a function of tectonic strain regime (extensional and contractional) (Solum et al., 2010). However the data interpretation in that paper is complicated because the study sites chosen differ in tectonic regime, structural context (tectonic style and boundary condition) and petrophysical properties (Fossen and Rotevatn, 2012) Tables 1–2.

* Corresponding author. Tel.: +33 (0) 4 67 14 32 78; fax: +33 (0) 4 67 14 36 42.

E-mail addresses: soliva@gm.univ-montp2.fr, solivaroger@yahoo.fr (R. Soliva).

¹ Tel.: +1 281 293 3975; fax: +1 281 293 2548.

² Tel.: +33 (0) 4 67 14 34 87; fax: +33 (0) 4 67 14 36 42.

³ Tel.: +33 (0) 4 67 14 36 40; fax: +33 (0) 4 67 14 36 42.

⁴ Tel.: +33 (0) 5 59 83 57 93; fax: +33 (0) 5 59 83 56 15.

⁵ Tel.: +44 (0) 141 548 3010; fax: +44 (0) 141 552 0775.

⁶ Tel.: +33 (0) 1 34 96 37 10; fax: +33 (0) 1 36 29 27 00.

In this paper, we present an analysis of three different band systems from two study areas, which demonstrate that (1) within the same lithology of the same area (i.e. same petrophysical properties) the geometrical properties of a band system differ as a function of the tectonic regime; and (2) in different lithologies, different band networks occur for the same tectonic conditions. Based on these observations and the theory of plastic yielding in porous granular sandstones, we propose a model of band system formation as a function of tectonic stresses, burial and material properties.

2. Geological setting and host rock properties

The study area is located in the center of the South East Basin, France, between the Nîmes and the Cévennes faults (Fig. 1). This area experienced two major tectonic deformations (Arthaud and Seguret, 1981; Tempier, 1987; Seranne et al., 1995). The first is Pyrenean Paleocene to early Oligocene folding and thrusting due to a N–S compression. This contractional deformation stage caused the formation of E–W folds across the whole area enclosed between the Nîmes and Cévennes faults (Seguret et al., 1996; Sanchis

and Seranne, 2000). These folds are interpreted to relate to thrust ramps cutting partially or entirely through the sedimentary cover. This mainly thin-skinned tectonic style was also accompanied by strike-slip movement along crustal-scale bounding faults. These large lateral ramps are the Nîmes and the Cévennes faults inherited from Mesozoic Thetysian extensional events and perhaps from the Hercynian orogeny.

The second stage of deformation is Oligocene rifting due to a NW–SE extension. This extension formed a series of small-scale half grabens restricted to the sedimentary cover that also reactivated the Cévennes and Nîmes faults, resulting in the Ales and the Camargue basin in-fill during the Oligocene (Roure et al., 1992; Seranne et al., 1995; Ford and Stahel, 1995). This NW–SE extension is kinematically consistent with other European rifting that is well expressed in the Rhine graben, and was followed to the south by the Gulf of Lion marine rifting event during the Miocene.

The three deformation band sets studied in this paper were analyzed from two study sites. The first one, the Uchaux site, located at the Boncavaï quarry (between Mornas and Uchaux; Figs. 1 and 2), is located on the southern limb of the E–W Mondragon anticline

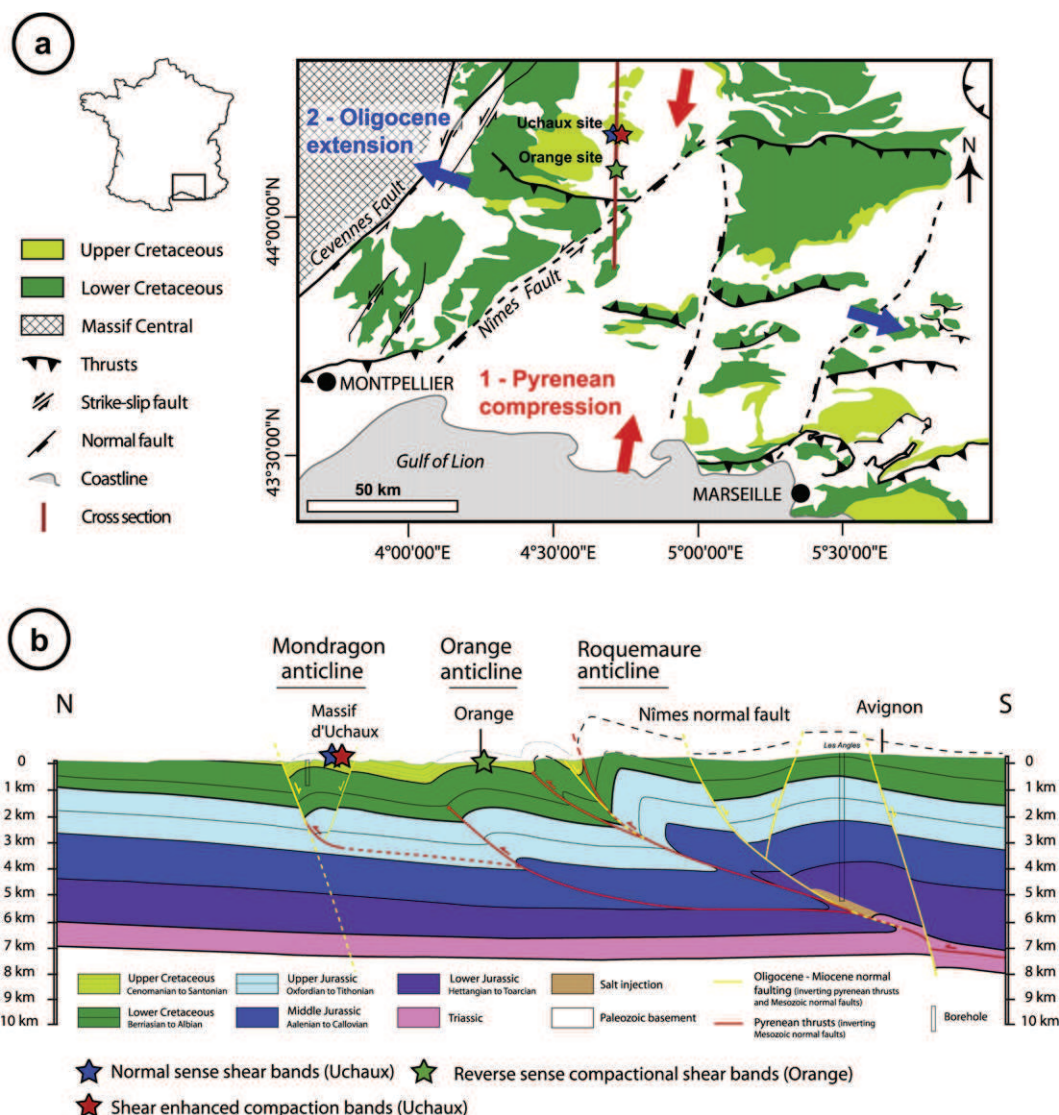


Fig. 1. Location of study areas. (a) Simplified geological map of the French south east basin. Stars in color show the studied outcrops and the red line is the position of the cross section presented in (b). Arrows show primary shortening direction for the Pyrenean event and the Oligocene extension. (b) North–South cross section across the study area and location of the studied outcrops. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

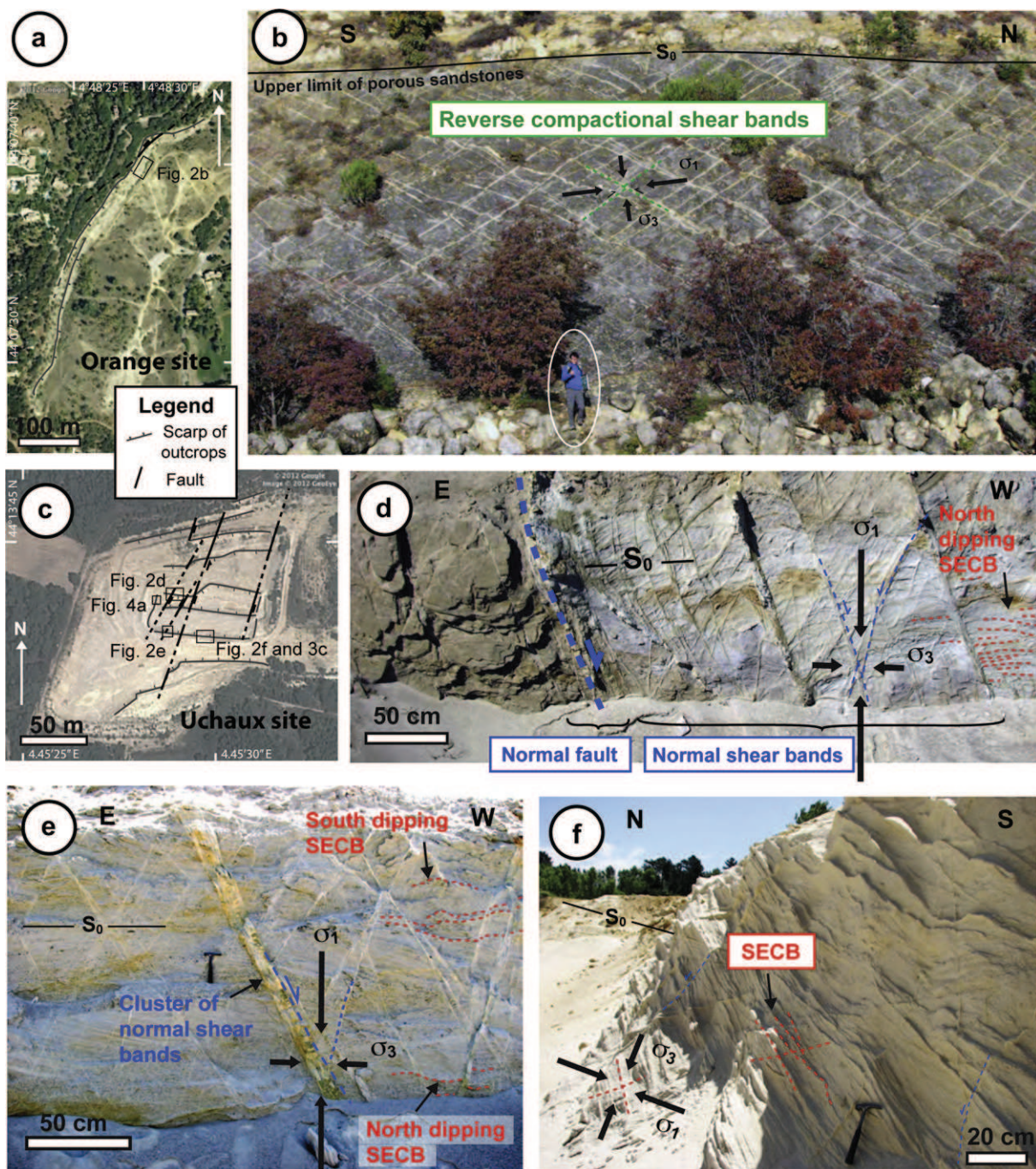


Fig. 2. Overview of the studied outcrops showing map position and the three types of deformation-band systems. (a) Google image showing the Orange site at the Etang quarry. (b) Network of reverse compactional shear bands in the Cenomanian porous sands of the Orange site. The sands are overlain by non-porous carbonate cemented shaly-sandstones. (c) Google image showing the Uchaux site at the Boncavaï quarry. (d) Normal shear band density increase approaching a normal fault in the Turonian porous sands at the Uchaux site. (e) Cluster of normal shear bands surrounded by a quite dense network of conjugate shear bands. Note the presence of south-dipping shear-enhanced compaction bands (SECB). (f) Dense network of mostly south-dipping (and much fewer north dipping) SECBs. Note the presence of few isolated normal shear bands.

between the Montmout and the Bollène normal faults (Saillet, 2009; Schultz and Soliva, 2012). The second outcrop, the Orange site, located at the Etang quarry (Orange), is located close to the hinge of the Orange anticline to the north of the Roquemaure thrust (Wibberley et al., 2000, 2007; Saillet and Wibberley, 2010; Klimczak et al., 2011; Chemenda et al., 2012).

The deformation band sets cut Cenomanian (Etang Quarry, Orange, Fig. 2a and b) and upper Turonian Cretaceous sands (Boncavaï quarry, Uchaux, Fig. 2c, d, e and f). These sands are composed of

prograding sand dunes and were deposited in a deltaic sedimentary environment (Ferry, 1997). The grain-size distribution, which is quite homogeneous on the studied outcrops, was measured with laser granulometer because of its importance to the strength of the sand (Schultz et al., 2010) (Fig. 3). At the Boncavaï quarry, the distribution of grain diameters is unimodal, with a peak (modal) value of 1.18 mm and a median value 0.68 mm. At the Orange site, the grain-size distribution is also unimodal, with a peak value of 0.74 mm and a median value 0.66 mm. Mercury (Hg)

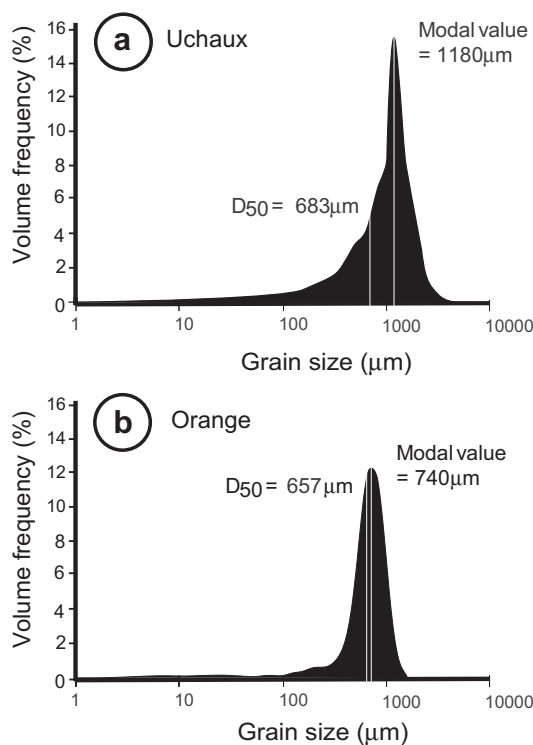


Fig. 3. Grain size distribution measured with laser granulometer from the Uchaux (a) and the Orange (b) sands.

and water host rock porosities were measured in the laboratory for representative samples from each quarry (see Sallet, 2009; Ballas et al., 2012, 2013). The porosity differs slightly between the two sites, 28% at the Uchaux sands and 29% at the Orange quarry (see Sallet, 2009), which is probably due to slight differences in grain arrangement, shape or size distributions. Further information about the Boncavaï and Etang quarry areas can be found in Ballas et al. (2012), Wibberley et al. (2007), Sallet (2009), Klimczak et al. (2011) and Schultz and Soliva (2012).

3. Geometric and kinematic attributes of the bands

3.1. Shear-enhanced (reverse) compaction bands (Uchaux)

Uchaux shear-enhanced compaction-band system is composed of two conjugate sets of N110-trending bands with similar relative dip of 43° with respect to the bedding that dips 20° to the south (Figs. 2f and 4a). These sets are composed of very closely spaced bands with a mean spacing of 2.6 cm and band thicknesses (T_b) varying from 2 mm to 3.5 cm (Fig. 5a and c). The conjugate sets do not intersect over the entire outcrop, revealing abundant north-dipping bands in the northern part of the outcrop (Fig. 2d), abundant south-dipping bands in the southern part of the outcrop (Fig. 2f) and intersection of these conjugate sets in between (Fig. 4a). These bands are the oldest structures recognized at the Boncavaï quarry, as they are cut by all other types of bands and faults in the outcrop. Additionally, they show no evidence for reactivation during later faulting.

Microscopic analysis of thin sections on SEM images revealed fractured grains (intragranular fractures), smaller fragmented particles and an absence of cataclastic matrix (i.e. grain fragments having diameters lower than 10% of the modal grain diameter of the host rock) in the bands (Fig. 6a). Following the terminology proposed by Sibson (1977) and adopted by Scholz (1990) and Fossen (2010), we use the terms “crush micro breccia” as deformed

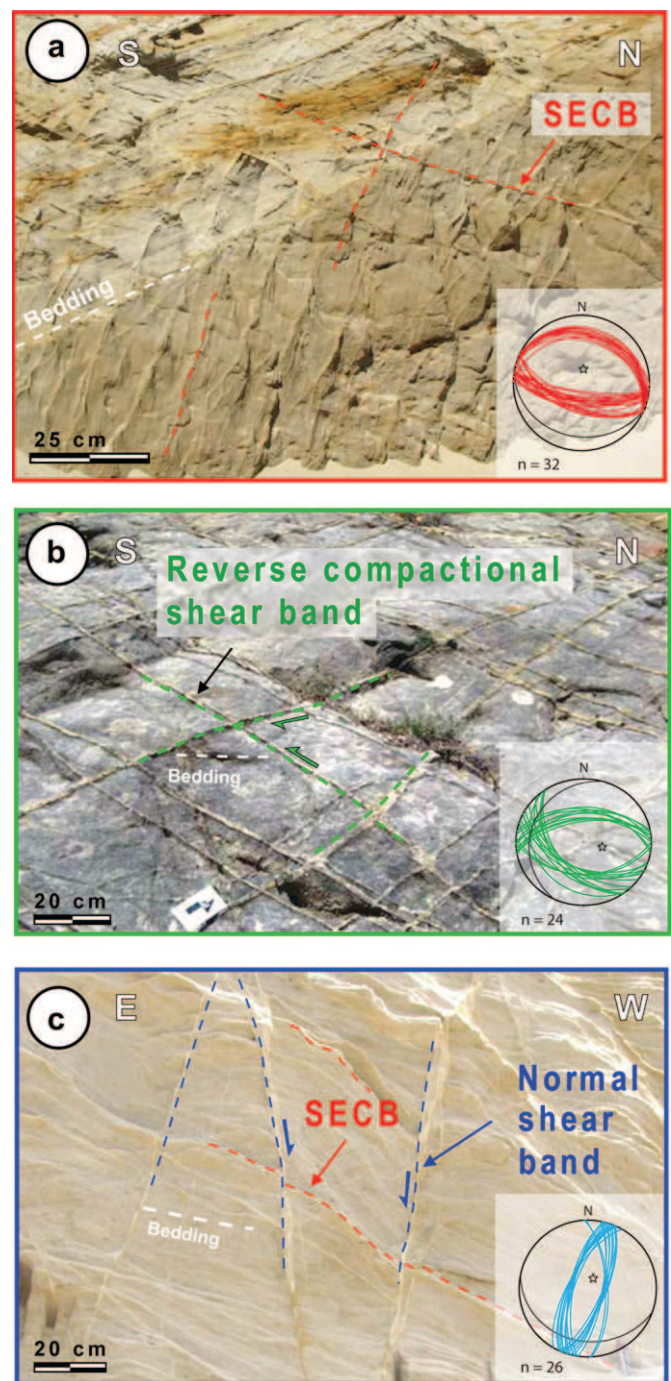


Fig. 4. Field photos showing the conjugate angle and stereographic lower-hemisphere equal-area projections for the three types of deformation band systems. (a) Shear-enhanced (reverse) compaction bands (SECB) at Uchaux. (b) Reverse sense compactional shear bands at Orange. (c) Normal sense shear bands at Uchaux. Black line in stereonet is orientation of bedding.

material containing less than 10% of cataclastic matrix. The terms “protocataclasite”, “cataclasite” and “ultracataclasite” will be used in the next sections for deformed material containing between 10% and 50% of matrix, between 50% and 90% of matrix and over than 90% of matrix, respectively. The crush micro breccias observed in the bands have a mean porosity derived from image analysis and HG laboratory measures of 24% (see Ballas et al., 2013). Note that porosity or texture do not change as a function of band thickness. At damage zones adjacent to the bands and also within the bands

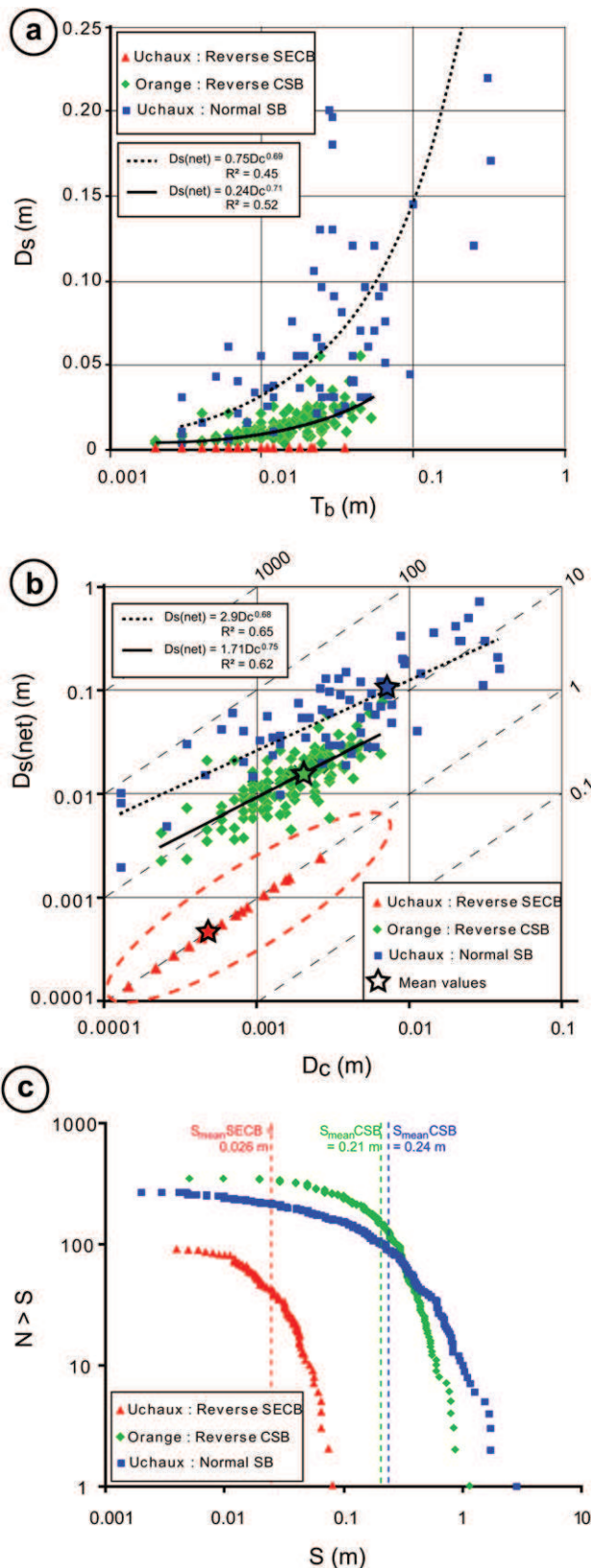


Fig. 5. Scaling of the geometrical attributes for the three band sets. (a) Graph of measured offset (D_s) vs. band thickness (T_b). (b) Graph of net shear displacement (D_s) vs. compaction (D_c). See Appendix 1 for explanation of the calculation of compaction. (c) Cumulative frequency diagram of band spacing. Dashed red ellipse for SECB data represents a potential range of scatter for the values of net shear displacement and compaction inferred (see Section 3.1). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(Fig. 6a and e) we observe (1) chains of fragmented particles that are parallel to the N–S Pyrenean regional compressive stress direction, which we interpret as resulting from force chains in the porous host sand (e.g. Radjai et al., 1998; Taboada et al., 2006); and (2) intact or poorly deformed particles, which we interpret as being part of the weak force network (e.g. Radjai et al., 1998; Estrada et al., 2011). Force chains are composed of particles subjected to contact stresses with magnitudes that are much greater than the average stress because forces are concentrated at contact points. Thus, fragmentation of particles is enhanced along force chains. These chains can have a preferred orientation of trace length through grains that have “Hertzian” contact points, i.e. singular contact between two grains (Oda et al., 1982; Estrada et al., 2011) (Fig. 6h). Since the thin sections are made both normal to the bands and the bisector plane of the conjugate bands, they contain the direction of shortening. The force chains are recognized to be oblique to the bands, bisecting their conjugate geometry at $\sim 45^\circ$ and therefore nearly parallel to bedding (see Fig. 11a in Ballas et al., 2013 for the statistical analysis of fracture and force chains orientations). The orientation of force chains in our samples is parallel to the shortening direction, and as we believe these structures formed in a coaxial deformation history of the host sand, we interpret the shortening directions and trends of force chains to be parallel to the maximum compression direction at the time of deformation.

The amount of compaction (D_c , i.e. displacement normal to the band) can be estimated because we know the thickness of the bands, the mean porosity of the host sand and the mean porosity of the bands (see Appendix 1). This approach gives the same range of values as when they are measured with water, mercury porosimeters and 2-D image analysis (Ballas et al., 2013). Particular attention was devoted in the field to identifying any potential markers of sedimentary layers or textures that could have been displaced by these bands. However, no offset of stratigraphic markers was observed (measured offset $D_s = 0$, Fig. 5a) and no clear cross-cutting relationships between the two band sets were identified. Indeed, some rare thin clay layers are deformed by the bands but show no clear evidence of normal or reverse shear offset. Using the calculated values of compaction (see Appendix 1) necessary for the measured porosity reduction, we estimate that an apparent offset due to compaction (O_c) of a 45° oblique bed, even small, could be visible on centimeter thick bands (5.5% of band thickness, Fig. 7 and Appendix 2 Equation (A3)). However, given the orientation of the force chains parallel to beds, we infer that any shear offset that occurred during the Pyrenean event would be reverse. This reverse movement, which is the net shear displacement ($D_{s(\text{net})}$), has the opposite sense to the apparent offset due to compaction (O_c). Consequently, it is probable that the lack of observable offset is the result of the net shear displacement and the apparent offset by compaction being about equal (Fig. 7c). The values of O_c and $D_{s(\text{net})}$, calculated as a function of the band porosities and thicknesses (see Appendix 2), range between 0.1 and 2 mm, having a mean value of 0.4 mm (Fig. 5a and b and data table in supplementary electronic material). In spite of the absence of visible offset, the obliquity of the force chains to the bands and their analogy to the bands described by Eichhubl et al. (2010) cause us to interpret these structures as shear-enhanced compaction bands (SECB).

3.2. Reverse-sense compactional-shear bands (Orange)

The reverse-sense deformation-band system at the Etang quarry (Orange) is composed of two conjugate sets of N110-trending bands with similar 38° dip angle relative to bedding that dips 5° to the South (Figs. 2b and 3b). The acute angle between these conjugate

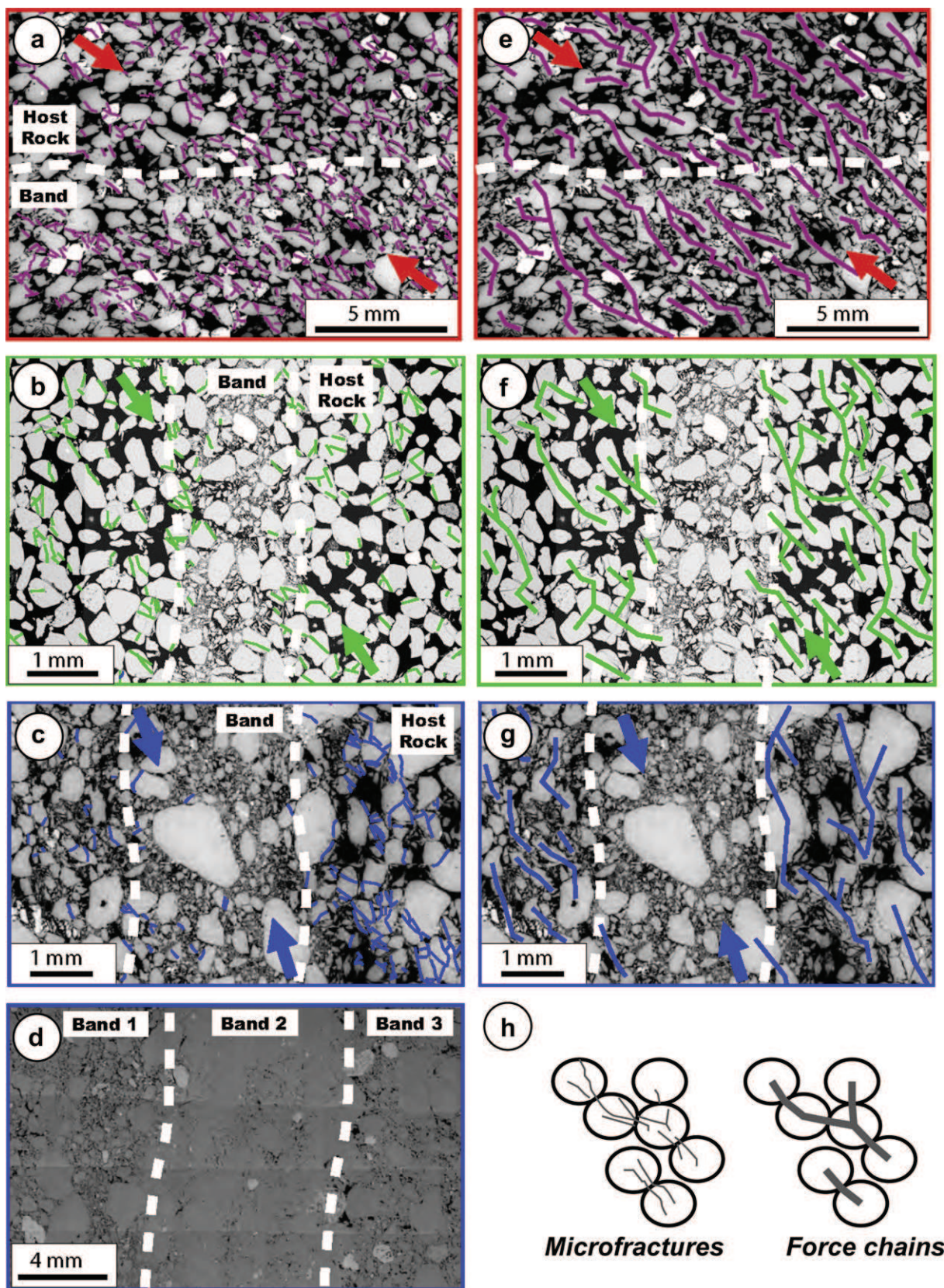


Fig. 6. Photomicrographs for the three band sets. (a) Thin-section photomicrograph and fracture map for a reverse SECB from Uchaux. (b) Thin section photomicrograph and fracture mapping of the reverse compactional shear bands from Orange. (c) Thin section photomicrograph of normal shear bands from Uchaux. (d) Thin section of an cataclastic strand (band 2) from a cluster of normal shear bands at Uchaux. Note the absence of visible intra-grain fractures due to the large number of small clasts. Labels (e, f and g) indicate inferred force chains for examples shown in (a, b and c). Maximum principal stress direction (arrows) are inferred from the main fracture alignments (a, b, and c) or the force chains (e, f and g). (h) Scheme showing the geometry of Hertzian microfractures and geometry of force chains as inferred from grain contact points. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

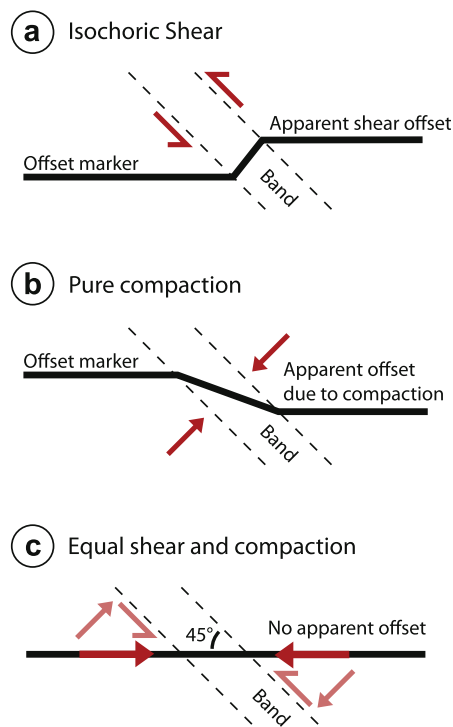


Fig. 7. Band kinematics and offset marker for isochoric shear displacement (a), pure compaction (b), and equal shear and compaction (c).

sets is 76° and the bisector is parallel to bedding, which is consistent with layer shortening in a direction consistent with the N–S Pyrenean compression (also see Wibberley et al., 2000; Sallet and Wibberley, 2010; Klimczak et al., 2011). This set of bands shows a widely and homogeneously distributed deformation with a mean value of spacing of 21 cm (Figs. 2b and 5c). The bands have a mean density about a factor of 5 less than the SECB. The band thickness is quite similar to the Uchaux SECB, varying between 2 mm and 5.5 cm (Fig. 4a).

Microscopic analysis of SEM images of these bands reveals the presence of small fragmented particles and a cataclastic matrix between intact and poorly fractured grains (Fig. 6b). These protocataclastic textures reveal a greater degree of comminution in these bands than in the SECBs. Outside and also within the bands, we observe chains of fractured particles from the strong force network and particles containing fewer fractures from the weak force network (Fig. 6f). The force chains are oblique to the bands, bisecting their conjugate geometry at ~38° and therefore, are nearly parallel to the bedding. The quite large grain-size reduction and subsequent pore collapse account for a significant amount of compaction of the sand within the bands (mean porosity of 21%) (Sallet, 2009).

Where bands intersect, a larger proportion of north-dipping bands crosscut the south-dipping bands (Klimczak et al., 2011), which supports interpreting deformation bands as pre-existing passive markers for measuring offset. Data of *measured offset* vs *band thickness* (D_s vs T_b) are shown in Fig. 5a (Wibberley et al., 2007; Sallet, 2009; Sallet and Wibberley, 2010). The amount of measured offset is one order of magnitude greater than the Uchaux SECBs for a similar range of thicknesses (Fig. 5a). As for the SECB band system, the amount of compaction is estimated using the band thickness and the mean porosity of the host rock compared to the bands (measured as 2-D image and water porosities, see Sallet, 2009). Fig. 5b reveals that this amount of compaction ranges from

0.22 mm to 6.2 mm. Shear displacement has also been corrected from the estimated apparent shear offset due to compaction (Appendix 2). Fig. 5b also reveals that the mean ratio of *net shear displacement* to *compaction* is 9.4 (with $2 < D_{s(\text{net})}/D_c < 45$ and a standard deviation of 4.8), which is about 10 times greater than in the SECB band system.

3.3. Normal-sense shear bands (Uchaux)

The Uchaux normal band system in the Boncavaï quarry is composed of two conjugate and synchronous sets of N20-trending bands with similar dips of 70° (Fig. 2e and e). The 40° acute angle between these conjugate sets has a near-vertical bisector. The beds cut by these bands show offsets with a normal shear sense. The bands are irregularly distributed and particularly localized near conjugate normal faults of similar dip and also around some larger faults with normal and sinistral-slip sense consistent with the Oligocene rift-related extension. These band clusters can be isolated or in the damage zone of faults (Fig. 2d and e). These normal faults have meter-scale offset and damage zones including these normal sense bands (Fig. 2d), and show a striated slip surface adjacent to an ultracataclastic band cluster. The spacing distribution has the greatest range of the three band sets, including both the smallest and largest spacing values because of the clustering and spread of bands between clusters (Fig. 5c, and Fig. 10 in Sallet and Wibberley (2010) for additional data). This band set also has the greatest range of thickness and the thickest zones of the three sets, varying between 5 mm and 30 cm (Fig. 5a).

Microscopic analysis on SEM images of these bands reveals a significant amount of cataclastic matrix and fragmented particles between intact or poorly fractured grains (Fig. 6c and d, see Ballas et al., 2012 for the grain-size analysis of these bands). These protocataclastic to cataclastic textures reveal much higher comminution than in the SECB or the compactional shear bands from Orange (Fig. 6d). Especially in cataclastic bands, the grain-size reduction can reach a particle size of tens of microns (Ballas et al., 2012). We analyzed an example of the protocataclastic bands to characterize the microfractures within and around the bands (Fig. 6c). Outside and also within the bands with less shear displacement (Fig. 6g), we observe chains of fractured particles from the strong force network and particles containing fewer fractures from the weak force network. The force chains are oblique to the bands, bisecting their conjugate geometry at ~20° and therefore are nearly vertical, oblique to the bedding and the SECB. The very large grain-size reduction and related porosity reduction (variable as a function of the band geometry, $6.5\% < \phi < 25\%$, see Figs. 4 and 9 in Ballas et al., 2012) are prevalent in the cataclastic strands, which account for the largest amount of compaction of the sand within the bands.

Measured offset for the set is one order of magnitude greater than the Orange compactional shear bands and two orders of magnitude greater than the Uchaux SECB. The D_s/T_b ratio is also the largest of the three studied band sets (Fig. 5a). Because of the wide range of porosity, the compaction (D_c) was calculated for this set (see Appendix 1) by using three different values of band porosities, which correspond to three different types of bands observed in the field (mono-strands having a mean porosity of 25%, multi-strands with 20%, and clusters with 7%). The maximum compaction was estimated to be 3.6 cm in band clusters, corresponding to bands having the largest *net shear displacement* (Fig. 5b). The ratio of *net shear displacement* to *compaction* is more variable than the other band sets with a mean value of 24 (with $4 < D_{s(\text{net})}/D_c < 90$ and a standard deviation of 19.5), but is clearly the largest of the three studied band systems.

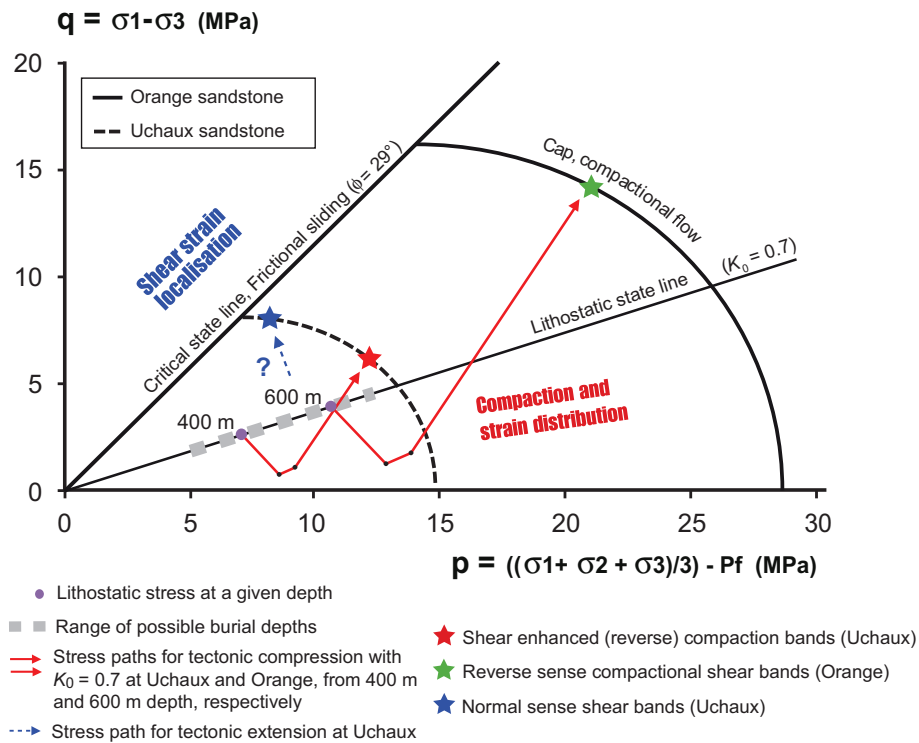


Fig. 8. Graph of q vs p stresses including Druker-Prager – cap envelopes, burial and tectonic stress paths. The cap sides of the envelopes were calculated following Zhang et al. (1990), using porosity and grain size values for the Uchaux and Orange porous sands. Burial and tectonic stress paths were calculated using a $K_0 = 0.7$. Colored stars represent the expected stress conditions for creating the three sets of bands. Dashed line is Uchaux cap and the solid line is Orange cap. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

4. Stresses and mechanical behavior of the porous sand

In this section, we develop a mechanical framework for a model to explain the dependence of geometrical attributes to the material properties, burial history and the tectonic stress state.

4.1. Yield envelope for porous sands

The plastic yielding behavior (i.e. unrecoverable deformation) of porous sands has been described using yield envelopes in q - p stress

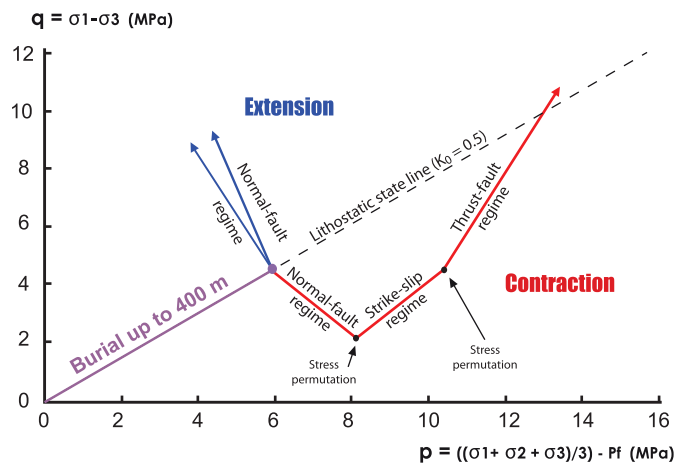


Fig. 9. Graph of q vs. p stresses showing the theoretical stress path of a sand buried up to 400 m depth, subjected to a tectonic compression or tension for $K_0 = 0.5$.

space, where q is the differential stress ($\sigma_1 - \sigma_3$) and p is the effective mean stress $((\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3) - P_f$ (e.g. Bésuelle, 2001; Rudnicki, 2004; Baud et al., 2004; Fortin et al., 2005). Although single-surface envelopes are simpler, they do not match experimental data as well as two-surface envelopes constituted by (a) a linear envelope for dilatant shearing (i.e. frictional sliding), and (b) an elliptical envelope for compactional flow (referred to as a cap; see Nova, 2005; Antonellini et al., 1994; Issen, 2002; Schultz and Siddhant, 2005; Aydin et al., 2006 for examples and discussion) (Fig. 8). Plastic yielding in a porous rock occurs when the stress path intersects the lesser of the two envelopes. Both theory and laboratory experiments support an elliptical shape in q - p space for the cap (e.g., Wong and Baud, 1999; Cuss et al., 2003; Karner et al., 2005; Rudnicki, 2004; Grueschow and Rudnicki, 2005). This elliptical cap shape is used to interpret the kinematics and the geometry of bands observed in the field (e.g., Antonellini et al., 1994; Schultz and Siddhant, 2005; Aydin et al., 2006; Wibberly et al., 2007; Eichhubl et al., 2010; Schultz et al., 2010; Fossen et al., 2011). Experimental work (Zhang et al., 1990; Rutter and Glover, 2012; Wong and Baud, 2012) has shown that for sands and porous sandstone, the elliptical cap intersects the P axis at an approximate value $P^* = (\phi R)^{-1.5}$, where ϕ is the porosity (expressed as a fraction) and R is the grain radius (in mm).

Using this relationship, we estimated capped yield envelopes for the various parts of the Turonian and Cenomanian sands. Following Rudnicki (2004) we define the cap as a quarter ellipse having an aspect ratio $e = a/b = 1.74$ (a is the maximum value of q and $b = P^*/2$) which is consistent with a friction angle of 29° and corresponds to the least square value of e determined from various laboratory tests of porous sandstones (Wong et al., 1997; Tembe et al., 2006; Baud et al., 2004; Fortin et al., 2005). We estimated P^* using grain

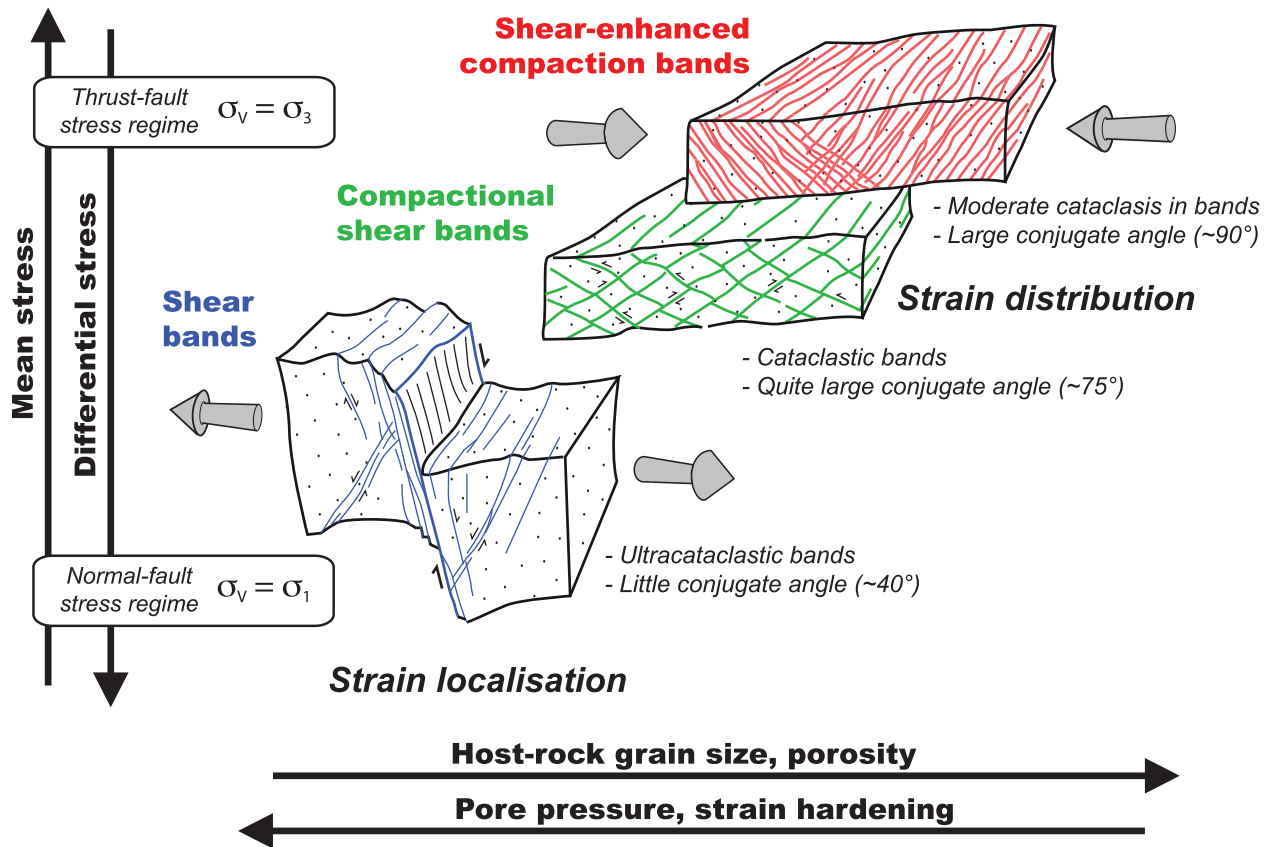


Fig. 10. Summary model of strain localization or distribution as shear or compaction dominated bands respectively, as a function of mean and differential stress, grain size, porosity, pore pressure and strain hardening. Gray arrows show the remote strain field.

size and porosity values from laboratory mercury porosity testing (see Ballas et al., 2012; Salliet, 2009). Multiple thin sections and macro-photographs were checked to identify the size of grains with Hertzian contacts forming force chains, which size is in agreement with the unimodal grain size obtained with laser granulometer (Figs. 3 and 6). Although the resulting porosities of 28% at Uchaux and 29% at Orange are essentially the same, the differences in grain size ($R = 0.59$ mm and 0.37 mm, respectively) imply significant differences in the P^* values ($P^* = 14.9$ MPa at Uchaux and 28.5 MPa at Orange) and on the size of the elliptical part of the envelope. Note that recent laboratory tests of the Uchaux sands reveals that $P^* = 15$ MPa and the friction angle is $\sim 30^\circ$ (Skurtveit et al., 2012), which are consistent with the values that we calculated, and used in Fig. 8.

Following Grueschow and Rudnicki (2005), a local slope μ of an elliptical yield cap of

$$\frac{-\sqrt{3}}{2} < \mu < \frac{-\sqrt{3}}{(1+A)} \quad (1)$$

where A is the degree of non-associated plastic flow and associated flow, for which the dilation coefficient $\beta = \mu$, is given by $A = 1.0$, is taken to be associated with localization of shear-enhanced compaction bands (CB in Grueschow and Rudnicki, 2005), whereas shallower slopes would predict compactional shear bands (SB in Grueschow and Rudnicki, 2005). Pure compaction bands are predicted to localize for steeper slopes as p increases toward P^* . We posit that the evolution of a stress path during burial and

subsequent tectonics is therefore critical to understanding the types of the bands formed.

4.2. Burial paths and tectonic stresses

The stress path in q - p space depends on the burial history of the sand layer, the tectonic loading and the mechanical behavior of sand (e.g., shear strength and dilatancy). The burial depth for the formation of the studied bands is estimated to be $400 \text{ m} \pm 100 \text{ m}$ for the Uchaux Turonian sands and $600 \text{ m} \pm 100 \text{ m}$ for the Orange Cenomanian sands. This determination used stratigraphic cross-section correlation revealing that 200 m separates these two series (Ferry, 1997), and used the thickness of eroded overlying units including the Upper Cretaceous series with 160 m of Turonian, 200 m of Santonian and potential thin paleocene-eocene deposits (see the cross section in Fig. 1 and Sornay, 1950; Champenois and Desoignies, 1971; Ferry, 1997). Consistent with Salliet (2009), this estimate assumes that the area was not covered by syn-orogenic or syn-rift sediments, which deposition were only located close to the Cevennes or the Nîmes master faults (Benedicto et al., 1996; Sanchis and Seranne, 2000). Subsequent erosion exposed the sands of this study at the Earth's surface during the Late Miocene (e.g. Seranne et al., 1995; Le Pichon et al., 2010) suggesting no significant differences in depth during the Pyrenean contractional setting and the Oligocene extension.

In absence of tectonic loading, the stress state of a granular material at a given depth is estimated from mechanical tests or theoretical calculations. The burial conditions of a granular sample can be reproduced to a certain extent using a consolidation test, in

which granular material is subjected to a uniaxial vertical stress and lateral expansion is blocked. Results from consolidation tests indicate that the ratio between the horizontal and vertical effective stresses ($K_0 = \sigma'_{xx}/\sigma'_{zz}$) is generally between 0.5 and 0.8 (e.g., Mitchell and Soga, 2005). This behavior differs considerably from that of cohesive cemented rocks, which are stiffer, less plastic and therefore have smaller K_0 values (Earl, 1997; Voznesensky and Nordal, 1999; Mitchell and Soga, 2005), and are distinct from perfectly elastic materials (where $\sigma_{xx} = \sigma_{zz}\nu/(1 - \nu) \approx 0.33\sigma_{zz}$ for a typical value of the Poisson's ratio $\nu \approx 0.25$, Jaeger and Cook, 1979). We first consider a lesser end-member case of K_0 constant and equal to 0.5 during burial since a low value allows a better description of the stress path due to tectonic compression (Fig. 9 and next paragraph). For this case, the burial stress path in the q - p space is a line segment passing through the origin with a slope $s = 3/4$.

The tectonic compression is added to the lithostatic state at 400 m for the Turonian level because the Pyrenean shortening begins in the Paleocene, after deposition and burial of the Upper Cretaceous sediments (Arthaud and Seguret, 1981; Tempier, 1987). The initial lithostatic stress is $\sigma_v = \sigma_1 = \rho gz$, with z = burial depth, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$, $\rho = 2250 \text{ kg m}^{-3}$ and $\sigma_H = \sigma_h = \sigma_2 = \sigma_3 = 0.5\sigma_v$.

In a regime involving horizontal tectonic contraction, the stress state and the stress path evolve as the horizontal tectonic stress σ_T increases. For small values of σ_T , the resulting stress state is still lithostatically driven (i.e., $\sigma_v = \sigma_1$). We suppose that this compressional tectonic stress induces in the sand a subsequent stress increase in the horizontal direction perpendicular to the applied tectonic stress axis σ_T . This stress increase in the perpendicular direction to σ_T axis is given by $K_0 \sigma_T$, where $K_0 = 0.5$, as proposed for the initial lithostatic stress state. Conversely, we assume that the vertical stress is lithostatic and does not vary with tectonic stress, especially at shallow burial depth in such incohesive materials. Following these hypotheses, the stress path in q - p space passes through 3 successive stress regimes as σ_T increases: a normal, a strike-slip, and a thrust stress regime (Fig. 9). For $K_0 = 0.5$, the stress path is defined by a tri-linear function showing three pieces with slopes $s = -1, 1$, and 2, respectively. The permutation from normal to strike-slip stress state occurs when $\sigma_H + \sigma_T = \sigma_v$. The permutation from strike-slip to reverse stress state occurs when $\sigma_h + K_0 \sigma_T = \sigma_v$. The slope of the linear segments as well as the position of the stress permutation points in q - p space depend linearly on K_0 , and the distance between the two permutation points decreases as K_0 increases.

In an extensional regime, the tectonic stress $\sigma_T < 0$ and the minimum horizontal stress $\sigma_h = \sigma_H + \sigma_T$ decreases, amplifying differential stresses with respect to the lithostatic stress state supposed during burial. However, the effect of this tension on stress magnitude along the perpendicular horizontal direction σ_H is not well constrained. Stress data from overconsolidated granular deposits (e.g., resulting from vertical unloading in glacial environments) suggest that a decrease $\Delta\sigma_v < 0$ in the vertical load induces variations in horizontal stresses that are somewhere in the range $[K_0 \Delta\sigma_v, 0]$ (e.g. Mitchell and Soga, 2005). In other words, horizontal residual stresses are not relaxed and they tend to be locked in the material. Accordingly, we assume that in a lithostatic stress regime with extensional strain, the variation in stress magnitude along the perpendicular horizontal direction is in the range $[K_0 \sigma_T, 0]$; thus, the stress path is given by a linear segment with a steep slope (i.e., $s \in [-2, -3]$). This stress path predicted in an extensional regime is therefore significantly different than in a contractional regime and motivates a discussion of the type of band formed under different tectonic environments.

5. Model of deformation band system formation as a function of tectonic setting

5.1. Stress regime and band type formation

Considering (1) two sands with different burial depths of 200 m at the time of deformation and (2) that the Pyrenean compression and Oligocene tension act horizontally on a lithostatic state after burial in the way proposed in Section 4.2, we obtain the different stress paths shown in Fig. 8 when using a value of $K_0 = 0.7$. This value is more relevant than the lesser end member case of $K_0 = 0.5$ used only for convenience in Fig. 9 to describe the different segments of the stress path due to an horizontal compression. $K_0 = 0.7$ is a good approximation of in-situ measurements in different boreholes from sand-dominated basins in absence of tectonic loading (Atef Onaisi, pers. comm., Total), and is within the range of values measured in oedometer tests of sands (Mitchell and Soga, 2005). The difference in grain sizes of the Uchaux and Orange sands creates different positions and sizes of yield surfaces (Section 4.1) and affords the opportunity to discuss the stress state at the time of band formation.

At Uchaux, the stress path for the Pyrenean compression reaches the thrust-fault stress regime (i.e. $\sigma_3 = \sigma_v$) before hitting the yield cap. The yield cap is intersected by the stress path in a quite low part of the envelope with large mean stresses and relatively small shear stresses. At Orange, the stress path in compression also hits the yield cap under a thrust-fault stress regime (i.e. $\sigma_3 = \sigma_v$), but on a higher part of the envelope, where quite large and nearly equal values of mean and differential stresses are reached ($\sim 25 \text{ MPa}$). During later extension, both the relative position of the stress path, its slope and the yield cap depend on the over consolidation of the material due to the previous tectonic compression. Moreover, potential strain hardening due to the presence of previous bands and the possible error in the estimation of the burial depth for this stage of deformation makes the stress analysis in polyphase contexts more difficult to discuss. However, it is clear that tensional stresses provide the best chances to hit the yield envelope in its upper part, where the differential stress is high relative as compared to the mean stress.

Therefore, we believe that for the same Pyrenean tectonic compression, two different types of band sets are possible in a region due to the difference in material properties and burial conditions. While compaction with little shear was favored at Uchaux (stress path hitting a low part of the cap envelope), more shear and less compaction was favored at Orange (stress path for larger depth hitting the cap in a higher part), which is thoroughly consistent with the $D_{s(\text{net})}/D_c$ ratios and the force chains obliquity observed in the reverse SECB and CSB sets (Figs. 5b and 6). Conversely, the same sand formation (Uchaux) formed two different types of band sets because the material was subjected to tectonic compression and then, tension. While compaction with little shear was favored for compression, much more shear and less relative compaction was favored for tectonic tension, which is thoroughly consistent with the wide differences in $D_{s(\text{net})}/D_c$ ratios and the force chains obliquity observed in the reverse SECB and normal SB sets of this unit (Figs. 5b and 6).

Following this model (Fig. 8), clearly compaction will be favored in a contractional strain regime (Fig. 10). Field observations in the western US (Buckskin Gulch, Utah and Valley of Fire, Nevada), also support this hypothesis where the band systems related to the compressive Laramide orogeny show a large ratio of compaction to shear with distribution across wide areas (e.g. Sternlof et al., 2005; Eichhubl et al., 2010; Schultz et al., 2010; Solum et al., 2010). Such a distribution is probably related to the limited range of porosity reduction and attendant compaction possible in the host rock. This

can lead to a low propagation energy predicted for such compactional bands (Schultz and Soliva, 2012). This restriction could explain why multiple bands of cm scale thickness are preferred rather than fewer very thick ones. Little compaction and shear inferred along SECBs (see for example Fig. 5b) are interpreted as the result of little comminution and is consistent with the moderate cataclasis (e.g. Fig. 5a), which is a function of the amount of work done in a band. Comminution is therefore enhanced along shear bands as compared to compaction bands because more work is done due to large shear displacement (i.e. extensional strain regime, see Fig. 6c and d and Ballas et al., 2012).

Strain localization as shear band clusters at Uchaux (Fig. 4a) and their potential evolution into faults seems mechanically favored under tectonic tension because the stress path is getting close to the critical state line (Figs. 8–10). This localization process is consistent with the larger amount of shear strain along the bands (Fig. 4b), therefore allowing the band set to tend to the behavior of faults where localization is well described. Shear mode fractures generally grow by shear stress shadowing and anticlustering of smaller faults leading to self-similar fault populations (e.g. Scholz and Cowie, 1990; Cowie et al., 1995; Ackermann and Schlische, 1997; Soliva and Schultz, 2008) rather than scale-dependent behavior more frequent in dilatant or compactional fracture sets (e.g. Narr and Suppe, 1991; Schultz et al., 2008).

5.2. The absence of strike-slip bands

Although our model of stress accumulation and banding does not preclude the initiation of strike-slip bands during a strike-slip regime, it does not favor their formation as the tectonic stress component is building to the true thrust stress regime. For a horizontal compression of a horizontal sand layer, the strike-slip segment of the stress path in the q - p diagram is well below the burial lithostatic path, far from the critical state line and in a very limited region for large K_0 (Fig. 8). The length of the strike-slip state stress path segment (Fig. 6) is anticorrelated to K_0 , i.e. it decreases when K_0 increases. Therefore, in such a contractional strain regime, strike-slip deformation bands could better initiate in poorly compliant material (lower K_0) and would have a small $D_{s(\text{net})}/D_c$ ratio as the path segment is in the lower part of the q - p space. Such a strike-slip SECB band network has been inferred in Valley of Fire by Eichhubl et al. (2010), where the burial at the time of deformation is thought to be greater and would represent conditions where the sandstones had greater cohesion and could be less compliant.

A possible stress scenario to obtain strike-slip shear bands would be in a composite strike-slip regime where a horizontal tectonic compressive stress component occurred in one direction and normal to that was occurrence of a horizontal tectonic tensional stress component. Such a stress configuration could allow a strike-slip stress state with a large deviatoric stress.

5.3. The role of fluids and material hardening

Although no evidence of syn-deformation fluids is present at the study sites, it is worth considering their role because they are likely to be present in high porosity sandstones. Assuming an isotropic interstitial fluid pressure, the effective stress path on a q - p diagram should move to the left since the mean stress is reduced by the amount of the hydrostatic fluid pressure. The effect is to move the effective stress path toward the critical state line, which favors faulting or disaggregation banding with isochoric or dilational shear in an extensional strain regime, inhibiting compactional banding (Figs. 8 and 10).

Field examination of patterns of intersecting deformation bands at the Orange quarry (Wibberley et al., 2007) suggests that work-hardening during deformation band network evolution changes the bulk properties of the deforming units as well as the local mechanical properties at the scale of a propagating deformation band tip. This work hardening serves to increase the strength of the material as deformation evolves, shifting the yield cap to the right in q - p space (Wibberley et al., 2007). The yield cap can be shifted to the right of the q - p space and larger $D_{s(\text{net})}/D_c$ ratio is therefore anticipated for the newly created bands (Figs. 8 and 10).

6. Conclusions

This analysis of the three different types of band sets shows that the general field area was subjected to first a N–S contractional strain related to the Pyrenean shortening and a later WNW–ESE extensional strain related to the Oligocene rifting. Strain distribution is observed as Pyrenean reverse sense compactional bands with moderate cataclasis, a low ratio of shear to compaction and a large conjugate band angle. In contrast, spatially more localized strain is observed as rift-related normal-sense shear bands with a large shear to compaction ratio, a large amount of cataclasis and a small conjugate band angle. To explain the mechanical origin of this strain distribution during contraction, we have proposed a model of stress evolution and plastic yielding in porous sands. The stress path model suggests that strain distribution characterized by multiple bands having a large component of compaction likely occurs in the contractional strain regime because of the high rate of increase of the mean stress and the greater probability for the stress path to cross the middle or lower part of the yield cap. A stress permutation scenario related to the horizontal stress increase from a lithostatic state is proposed for contractional strain regimes to explain the occurrence of reverse-sense compactional bands and the small probability for developing strike-slip-sense bands. On the other hand, the stress path model suggests that strain localization with a large component of shear is favored in the extensional strain regime because the deviation from a burial path must evolve by an increase of deviatoric stresses and a reduction of the mean stress. This stress reduction, inherent to an extensional strain regime increases the probability that the stress path crosses the critical state line or the cap side of the envelope in its upper part.

Additionally:

- (1) In the same lithology (Uchaux porous sands), significant differences can occur in the band network as a function of the tectonic regime applied (Pyrenean orogenesis and Oligocene extension).
- (2) In two different lithologies (Uchaux and Orange sands), two different networks occurred in the same contractional strain regime (Pyrenean compression).
- (3) The ratio of *net shear displacement to compaction* was estimated to be around 1 for the shear-enhanced compaction bands from Uchaux, to have mean value close to 10 for the compactional shear bands from Orange and to be a mean about 25 with greater variance for the shear bands from Uchaux.
- (4) The expectation of shear displacement to compaction as a general function of position on a yield cap (Rudnicki, 2004) seems to be consistent with the field data, so that the band kinematics ($D_{s(\text{net})}/D_c$) can be related to the mean and the differential stresses, grain size, porosity, fluid pressure and strain hardening (Fig. 10).

Acknowledgments

This work was supported by AREVA NC (grant to R. Soliva) which is gratefully acknowledged, and facilitated by a visiting professorship at the Université Montpellier 2 and by support by NASA's Planetary Geology and Geophysics Program, both to RAS while he was at the University of Nevada, Reno, which are gratefully acknowledged. TOTAL is acknowledged for supporting the research of Christopher Wibberley. AREVA NC, ConocoPhillips and TOTAL are thanked for granting permission to publish this work. We thank Nancy Dawers, an anonymous reviewer and the associate editor William Dunne for their constructive comments.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data related to this article can be found at <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.11.011>.

Appendix 1. Calculation of compaction and derivation of displacement due to compaction

The normal displacement due to compaction can be estimated from the reduction in pore volume between the host rock and the compaction band. A section of host rock having initial thickness T_i and porosity ϕ_i is compressed, producing a compaction band having thickness T_b and porosity ϕ_b (Fig. A1). Because porosity is defined as $\phi = (V_{\text{voids}})/(V_{\text{total}})$, $\phi V_{\text{total}} = V_{\text{voids}}$. Assuming one-dimensional normal strain to a first approximation, $\phi = (T_{\text{voids}})/(T_{\text{total}})$, so that $\phi T_{\text{total}} = T_{\text{voids}}$. Neglecting plastic deformation in grains or dissolution, the normal displacement associated with the reduction in pore volume is

$$D_c = (\phi_i T_i) - (\phi_b T_b) \quad (\text{A1})$$

Eliminating T_i from (A1) by using $T_i = D_c + T_b$ and solving for D_c yields

$$D_c = \frac{T_b(\phi_i - \phi_b)}{1 - \phi_i} \quad (\text{A2})$$

The displacement due to compaction D_c increases with the difference in porosity between the host rock and the band as well as with the band thickness. The plastic normal strain associated with porosity reduction is given by

$$\varepsilon_p = \frac{D_c}{T_b} = \frac{(\phi_i - \phi_b)}{1 - \phi_i} \quad (\text{A3})$$

which also increases with the difference in porosity between the host rock and the band. In previous work, Sternlof et al. (2005), Rudnicki and Sternlof (2005), Rudnicki (2007), and Tembe et al. (2008) used the porosity change $(\phi_i - \phi_b)$ alone as a measure of ε_p , leading to different values of the compactional normal strain in their studies.

Appendix 2. Correction of Shear Offset for Band Geometry

Normal strain across a band can produce an apparent shear offset of a pre-existing passive marker. For a compaction band that intersects a marker at an angle α (Fig. A2), the apparent shear offset due to compaction, O_c , is related to the normal displacement due to compaction, D_c , by

$$O_c = \frac{D_c}{\tan \alpha} \quad (\text{A4})$$

Superposition of a separate shearing displacement parallel to the band leads to an over- or under-estimate of the net shear displacement depending on the sense of α . The measured offset, D_s , can be corrected for the intersection geometry by

$$D_{s(\text{net})} = (D_s + O_c) \quad (\text{A5})$$

where the net shear displacement is $D_{s(\text{net})}$. The sign of $\tan \alpha$ in (A4) determines whether the net shear offset is larger or smaller than the measured shear offset (Fig. A3).

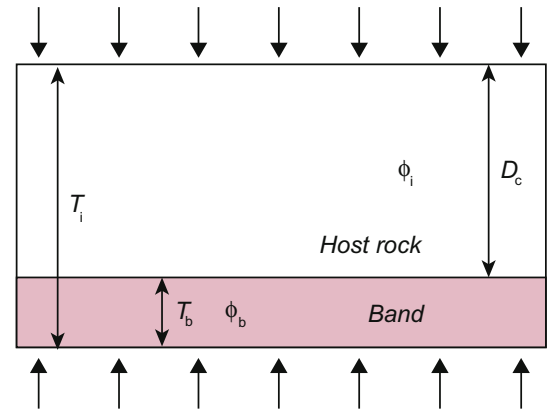


Fig. A1. Schematic showing the geometrical attributes used in Equation (A1), i.e. initial thickness (T_i), band thickness (T_b), sand (ϕ_i) and band (ϕ_b) porosity, and compaction (D_c).

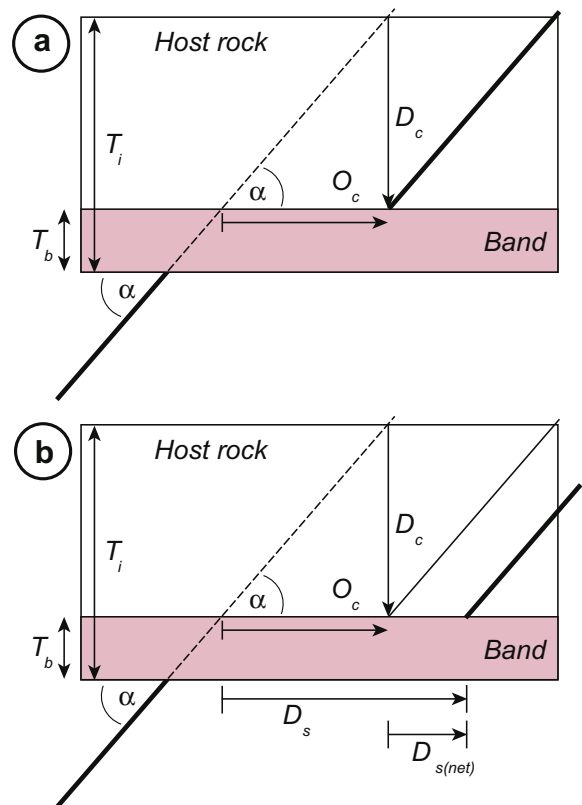


Fig. A2. Schematic showing the geometrical attributes used in Equations (A4) and (A5), i.e. offset due to compaction (O_c), measured offset (D_s), net shear displacement ($D_{s(\text{net})}$). Thick black line is the offset pre-existing passive marker.

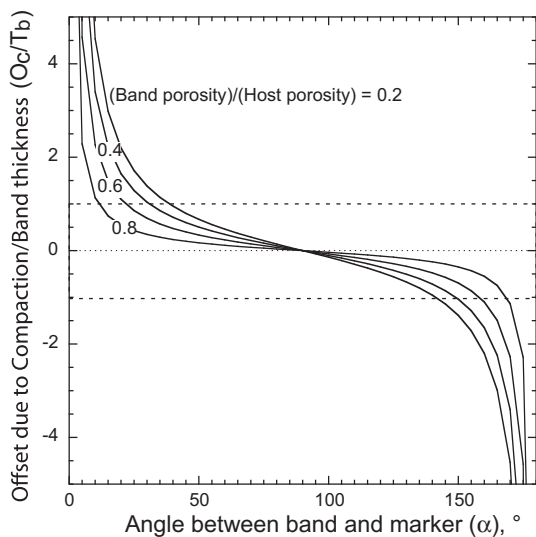


Fig. A3. Graph of O_c/T_b vs. α . Lines are values calculated for $\phi_b/\phi_i = 0.2, 0.4, 0.6$ and 0.8 .

References

- Ackermann, R.V., Schlische, R.W., 1997. Anticlustering of small normal faults around large faults. *Geology* 25, 1127–1130.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., Pollard, D.D., 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *J. Struct. Geol.* 16, 941–959.
- Arthaud, F., Séguret, M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* XXIII, 51–63.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *J. Struct. Geol.* 28, 83–98.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Benedicto, A., Cavaillès, T., Raynaud, S., 2012. The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, Provence, France. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 96, 2167–2186.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit, E., 2013. Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France). *J. Struct. Geol.* 47, 3–15.
- Baud, P., Kein, E., Wong, T.-F., 2004. Compaction localization in porous sandstones: spatial evolution of damage and acoustic emission activity. *J. Struct. Geol.* 26, 603–624.
- Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M., Séranne, M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics* 15 (6), 1192–1212.
- Bésuelle, P., 2001. Compacting and dilating shear bands in porous rock: theoretical and experimental conditions. *J. Geophys. Res.* 106, 13,435–13,442.
- Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric Extension. *J. Geophys. Res.* 96, 20161–20178.
- Champenois, A., Desoignies, J., 1971. Carte Géologique de la France au 1/50 000. Feuille d'Orange. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, France.
- Chemenda, A.I., Wibberley, C., Sallet, E., 2012. Evolution of compactive shear localization bands: numerical models and geological data. *Tectonophysics* 526–529, 56–66. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.003>.
- Cowie, P.A., Sornette, D., Vanneste, C., 1995. Multifractal scaling properties of a growing fault population. *Geophys. J. Int.* 122, 457–469.
- Cuss, R.J., Rutter, E.H., Holloway, R.F., 2003. The application of critical state soil mechanics to the mechanical behaviour of porous sandstones. *International J. Rock Mechanics Mining Sci.* 40, 847–862. [http://dx.doi.org/10.1016/S1365-1609\(03\)00053-4](http://dx.doi.org/10.1016/S1365-1609(03)00053-4).
- Earl, R., 1997. Assessment of the behaviour of field soils during compression. *J. Agric. Eng. Res.* 68, 147–157.
- Eichhubl, P., Hooker, J.N., Laubach, S.E., 2010. Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec sandstone. *J. Struct. Geol.* 32, 1873–1886.
- Estrada, N., Azéma, E., Radjai, F., Taboada, A., 2011. Identification of rolling resistance as a shape parameter in sheared granular media. *Phys. Rev. E* 84, 011306.
- Ferry, S., 1997. Apport des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne. In: *Actes des Journées Scientifiques CNRS/ANDRA (Ed.)*, Etude du Gard Rhodanien. EDP sciences, Bagnols-sur-Cèze, pp. 63–91.
- Fletcher, R., Hallet, B., 1983. Unstable extension of the lithosphere: a mechanical model for Basin-and-Range structure. *J. Geophys. Res.* 88 (B9), 148–227. <http://dx.doi.org/10.1029/J01GRE0000880000B090074570000001>.
- Ford, M., Stahel, U., 1995. The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition: the Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics* 14, 1393–1410. <http://dx.doi.org/10.1029/95TC02522>.
- Fortin, J., Shubnel, A., Guégen, Y., 2005. Elastic wave velocities and permeability evolution during compaction of Bleurswiller Sandstone. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 42, 873–889.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, p. 480.
- Fossen, H., Rotevatn, A., 2012. Characterization of deformation bands associated with normal and reverse stress states in the Navajo Sandstone, Utah: discussion. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 96, 869–876.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *J. Geol. Soc. London* 164, 755–769. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492006-036>.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Torabi, A., 2011. Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. *J. Struct. Geol.* 33, 1477–1490. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2011.08.001>.
- Grueschow, E., Rudnicki, J.W., 2005. Elliptic yield cap constitutive modeling for high porosity sandstone. *Int. J. Solids Struct.* 42, 4574–4587.
- Issen, K.A., 2002. The influence of constitutive models on localization conditions for porous rock. *Eng. Fract. Mech.* 69, 1891–1906.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of Rock Mechanics*. CRC Press, Boca Raton, Fla, p. 585.
- Karner, S.L., Chester, J.S., Chester, F.M., Kronenberg, A.K., Hajash Jr., A., 2005. Laboratory deformation of granular quartz sand: implications for the burial of clastic rocks. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 89, 603–625.
- Klimczak, C., Soliva, R., Schultz, R.A., Chéry, J., 2011. Growth of deformation bands in a multilayer sequence. *J. Geophys. Res.* 116, B09209. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008365>.
- Le Pichon, X., Rangin, C., Hamon, Loget, N., Ying, L.-J., Andreani, L., Flotté, N., 2010. Geodynamics of the France Southeast Basin (in Geodynamics of the France Southeast Basin: importance of gravity tectonics). *Bull. Soc. Geol. France* 181 (6), 477–501.
- Mitchell, J.K., Soga, K., 2005. *Fundamentals of Soil Behavior*, third ed. John Wiley and Sons, p. 577.
- Narr, W., Suppe, J., 1991. Joint spacing in sedimentary rocks. *J. Struct. Geol.* 13, 1037–1048.
- Nova, R., 2005. A simple elastoplastic model for soils and soft rocks. In: Yamamuro, J.A., Kaliakin, V.N. (Eds.), *Soil Constitutive Models: Evaluation, Selection, and Calibration*. Am. Soc. Civ. Eng. Geotech. Spec. Publ., vol. 128, pp. 380–399.
- Oda, M., Konishi, J., Nemat-Nasser, S., 1982. Experimental micromechanical evaluation of strength of granular materials: effects of particle rolling. *Mechanics Mater.* 1 (4), 269e283.
- Radjai, F., Wolf, D.E., Jean, M., Moreau, J.J., 1998. Bimodal character of stress transmission in granular packings. *Phys. Rev. Lett.* 80, 61–64.
- Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B., Van den Driessche, J., 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *J. Struct. Geol.* 14, 503–519.
- Rudnicki, J.W., 2004. Shear and compaction band formation on an elliptic yield cap. *J. Geophys. Res.* 109, B03402. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002633>.
- Rudnicki, J.W., 2007. Models for compaction band propagation. In: David, C., Le Ravalec-Dupin, M. (Eds.), *Rock Physics and Geomechanics in the Study of Reservoirs and Repositories*, vol. 284. Geological Society of London Special Publication, pp. 107–125.
- Rudnicki, J.W., Sternlof, K.R., 2005. Energy release model of compaction band propagation. *Geophys. Res. Lett.* 32, L16303. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023602>.
- Rutter, E.H., Glover, C.T., 2012. The deformation of porous sandstones; are Byerlee friction and the critical state line equivalent? *J. Struct. Geol.* 44, 129–140.
- Sallet, E., 2009. La localisation de la déformation dans les grès poreux: caractérisation d'un analogue de réservoir gréseux et faillé dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France. Unpublished Doctor en Sciences thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis.
- Sallet, E., Wibberley, C.A.J., 2010. Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France. *J. Struct. Geol.* 32, 1590–1608.
- Sanchis, E., Seranne, M., 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Ales basin, southern France. *Tectonophysics* 322, 219–242.
- Scholz, C.A., 1990. *Mechanics of Earthquake and Faulting*. Cambridge University Press.
- Scholz, C.H., Cowie, P.A., 1990. Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature* 346, 837–839.
- Schultz, R.A., Siddharthan, R., 2005. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics* 411, 1–18.
- Schultz, R.A., Soliva, R., 2012. Propagation energies inferred from deformation bands in sandstone. *Int. J. Fracture* 176, 135–149. <http://dx.doi.org/10.1007/s10704-012-9730-2>.
- Schultz, R.A., Soliva, R., Fossen, H., Okubo, C., Reeves, D.M., 2008. Dependence of displacement-length scaling relations for fractures and deformation bands on the volumetric changes across them. *J. Struct. Geol.* 30, 1405–1411. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.001>.
- Schultz, R.A., Okubo, C.H., Fossen, H., 2010. Porosity and grain size controls on compaction band formation in Jurassic Navajo Sandstone. *Geophys. Res. Lett.* 37, L22306. doi: 10.1029/2010GL044909.
- Séguret, M., Benedicto, A., Séranne, M., 1996. Gard Rhodanien, reconnaissance géologique. In: *Analyse et interprétation structurale préliminaire du profil sismique FSH (82 SE 4B)*. B RP 1 UMO 96 001, ANDRA.

- Séranne, M., Benedicto, A., Labaume, P., Truffert, C., Pascal, G., 1995. Structural style and evolution of the gulf of Lion Oligo-miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Mar. Petrol. Geol.* 12 (8), 809–820.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.* 133, 191–213.
- Skurtveit, E., Torabi, A., Gabrielsen, R.H., Alikarami, R., Ballas, G., Fossen, H., Soliva, R., 2012. Deformation Mechanisms in Uncemented Sandstone, Examples from Triaxial Tests. Third Intl. Conf. Fault & Top seals, EAGE, extended abstract.
- Soliva, R., Schultz, R.A., 2008. Distributed and localized faulting in extensional settings: insight from the North Ethiopian Rift – Afar transition area. *Tectonics* 27, TC2003. <http://dx.doi.org/10.1029/2007TC002148>.
- Solum, J.G., Brandenburg, J.P., Kostenko, O.V., Wilkins, S.J., Schultz, R.A., 2010. Characterization of deformation bands associated with normal and reverse stress states in the Navajo Sandstone. *Utah Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 94, 1453–1475.
- Sornay, J., 1950. Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. Ph.D. thesis. University of Grenoble.
- Sternlof, K.R., Rudnicki, J.W., Pollard, D.D., 2005. Anticrack inclusion model for compaction bands in sandstone. *J. Geophys. Res.* 110, B11403. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003764>.
- Taboada, A., Estrada, N., Radjai, F., 2006. Additive decomposition of shear strength in cohesive granular media from grain-scale interactions. *Phys. Rev. Lett.* 97 (9). <http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevLett.97.098302>. 098,302 p. 4.
- Tembe, S., Vajdova, V., Wong, T.-F., Zhu, W., 2006. Initiation and propagation of strain localization in circumferentially notched samples of two porous sandstones. *J. Geophys. Res.* 111, B02409. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003611>.
- Tembe, S., Baud, P., Wong, T.-f., 2008. Stress conditions for the propagation of discrete compaction bands in porous sandstone. *J. Geophys. Res.* 113, B09409. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005439>.
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, T III (3), 409–628.
- Tikoff, B., Wojtal, S.F., 1999. Displacement control of geologic structures. *J. Struct. Geol.* 21, 959–967. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00045-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00045-0).
- Voznesensky, E.A., Nordal, S., 1999. Dynamic instability of clays: an energy approach. *Soil Dyn. Earthquake Eng.* 18, 125–133.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.-P., Rives, T., 2000. Mechanics of cataclastic 'deformation band' faulting in high-porosity sandstone, Provence. *C. R. Acad. Sci.* 331, 419–425.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.-P., Rives, T., 2007. The mechanics of fault distribution and localization in high-porosity sands, provence, France. In: Lewis, H., Couples, G.D. (Eds.), *The Relationship Between Damage and Localization*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 164, pp. 599–608.
- Wong, T.-f., Baud, P., 1999. Mechanical compaction of porous sandstone. *Oil Gas Sci. Technol. — Revue de l'Institut Français du Pétrole* 54, 715–727.
- Wong, T.-f., Baud, P., 2012. The brittle-ductile transition in porous rock: a review. *J. Struct. Geol.* 44, 25–53.
- Wong, T.-f., David, C., Zhu, W., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation. *J. Geophys. Res.* 102, 3009–3025.
- Zhang, J., Wong, T.-f., Davis, D.M., 1990. Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks. *J. Geophys. Res.* 95, 341–352.

3.4. Synthèse

Les analyses décrites dans ce chapitre ont permis d'établir un modèle de localisation de la déformation dans les grès poreux, permettant d'estimer l'initiation et les caractéristiques structurales et microstructurales des bandes de déformation (essentiellement cataclastiques) en fonction des propriétés du matériau et des contraintes appliquées dans un contexte donné.

Les enveloppes de plasticité des grès poreux peuvent être calculées à partir de leur porosité et de leur taille de grains, par l'utilisation d'une solution empirique basée sur de nombreux essais mécaniques décrits dans la littérature (Zhang et al., 1990 ; Wong et al., 1997; Karner et al., 2005). Les essais triaxiaux réalisés sur le grès de la carrière de l'Étang confirment la forme de ces enveloppes et l'applicabilité de cette solution empirique pour les grès peu-lithifiés de Provence. En revanche, la différence observée entre la valeur du P^* estimée et celle du P^* mesurée suggère que des paramètres non-intégrés dans la solution empirique peuvent influencer les propriétés mécaniques de ces matériaux. Les essais réalisés sur les sables de la carrière de Boncavaï, comparés aux bandes de déformation (SECBs) observées à l'affleurement, révèlent l'influence de la lithification/compaction du matériau sur l'initiation des bandes cataclastiques à faible profondeur. En effet, une faible lithification accroît la porosité et réduit l'enveloppe de plasticité, favorisant ainsi l'initiation des bandes. De plus, les essais montrent qu'un mauvais tri (dispersion des tailles de grain) réduit aussi la taille de l'enveloppe de plasticité et favorise ainsi la compaction du matériau, qui peut ainsi atteindre un seuil de plasticité plus rapidement, i.e. pour une plus faible profondeur; qu'un grès bien trié. La localisation des bandes cataclastiques peut donc être favorisée à faible profondeur et dans les grès mal triés, ce qui est cohérents avec les bandes observées à l'affleurement. Compaction et tri apportent donc une part d'incertitude sur l'estimation des enveloppes de plasticité des grès poreux à faible profondeur qu'il n'est pas simple d'évaluer sans étude paramétrique plus poussée. Ces paramètres secondaires ne semblent en revanche pas remettre en cause de façon significative la validité de la solution empirique utilisée pour l'estimation des enveloppes de plasticité. La similitude observée entre le P^* mesuré et le P^* calculé sur le grès grossier de la carrière de Boncavaï tend à le confirmer. La différence de P^* observée sur le grès de la carrière de l'Étang tombe elle, dans l'incertitude moyenne observée dans les données de la littérature (voir Figure 10 de la note 4).

L'état de contrainte dans des matériaux gréseux poreux a ensuite été estimé pour les phases d'enfouissement, puis de chargements tectoniques. Le coefficient de pression des terres au repos K_0 a pu être estimé à partir de données de forages provenant de réservoirs gréseux poreux. Un K_0 de 0.7 a été défini à partir de ces données et a pu être appliqué à l'estimation du trajet des contraintes associé à la phase d'enfouissement ($K_0 \sigma_v = \sigma_h = \sigma_H$). Les trajets de contraintes associés au régime inverse et normal ont ensuite été estimés. Le trajet de contraintes associé au régime inverse montre deux points de permutation et une

augmentation progressive de la contrainte moyenne alors que le trajet de contraintes associé au régime normal montre lui une augmentation de la contrainte déviatorique et une diminution de la contrainte moyenne. Les trajets de contraintes associés à ces deux régimes tectoniques sont donc très différents et devraient être à l'origine de bandes de déformation aux caractéristiques variées.

Un modèle de localisation de la déformation dans les grès poreux, en fonction des propriétés du matériau (porosité et taille de grain), de l'enfouissement et du contexte tectonique a ainsi été élaboré à partir de l'analyse détaillée et multi-échelle de certains réseaux de bandes cataclastiques de Provence (carrière de Boncavaï et de l'Étang). Ce modèle démontre l'importance de la zone de l'enveloppe de plasticité atteinte par le trajet des contraintes sur les caractéristiques structurales et microstructurales des bandes formées. En effet, des bandes plus cisaillantes, cataclastiques et peu distribuées se forment quand le sommet de la partie cap ou de la partie linéaire est atteint alors que des bandes compactantes, peu cataclastiques et densément distribuées se forment dans la partie médiane du cap. Le régime inverse augmente la contrainte moyenne et favorise la formation de bandes compactantes et peu cataclastiques. Le régime normal augmente plutôt la contrainte déviatorique et favorise la formation de bandes cataclastiques cisaillantes et de failles. Ce modèle est donc cohérent avec les observations de terrain faites à l'échelle du bassin où une grande distribution de bandes modérément cataclastiques a été observée, associée à l'épisode de contraction pyrénéenne alors que des bandes cataclastiques localisées autour de zones de failles sont observées associées à l'épisode extensif Oligocène-Miocène (voir Note 3).

Chapitre IV

4. Modèle structural, mécanique et pétrophysique de la déformation dans les grès poreux : Calibration, validation et applications

Dans ce chapitre, nous décrirons un **modèle** permettant d'**estimer** l'initiation et les **caractéristiques structurales et pétrophysiques** des bandes de déformation dans les grès poreux, à partir des caractéristiques internes de ces grès (porosité, taille de grain) et des contraintes externes qui leur sont appliquées (enfouissement, régime tectonique). Dans une première partie, nous appliquerons le modèle mécanique de localisation décrit dans le chapitre précédent (Note 5) aux sites de Provence où les propriétés pétrophysiques des bandes de déformation ont été mesurées (Note 3). Ceci nous permettra d'établir un modèle structural, mécanique et pétrophysique calibré à des **données de perméabilité** afin de pouvoir estimer le rôle des bandes de déformation sur les circulations de fluides dans un contexte donné. Dans une seconde partie, nous discuterons du rôle de différents paramètres contrôlant les propriétés pétrophysiques des bandes et donc de la validité de notre modèle à partir d'une **synthèse des données de perméabilité** tirée de la littérature. Dans une troisième partie, nous **appliquerons** notre modèle structural, mécanique et pétrophysique aux sites d'exploration/exploitation d'uranium de la société Areva (Kazakhstan et Mongolie), afin de déterminer le rôle potentiel de la déformation sur les minéralisations et ainsi tester l'applicabilité de notre modèle.

4.1. Calibration d'un modèle structural, mécanique et pétrophysique des bandes de déformation à partir des données de Provence

4.1.1. Estimation des structures formées

Le modèle mécanique développé dans le chapitre précédent permet de déterminer les caractéristiques structurales et microstructurales de la déformation localisée dans les grès poreux en fonction de l'enfouissement, du contexte tectonique et des caractéristiques internes aux matériaux (note 5). Dans cette partie, nous appliquerons ce modèle aux sites étudiés en Provence où ont été décrites les propriétés pétrophysiques des bandes de déformation (voir note 3). Ceci nous permettra de calibrer les estimations du modèle mécanique à des propriétés pétrophysiques et d'appréhender le rôle potentiel de ces bandes sur les circulations de fluides.

Le type de déformation observé sur les différents sites de Provence sélectionnés, ainsi que les données nécessaires au calcul des enveloppes de plasticité des matériaux, sont décrits dans le Tableau 4.01 (un coefficient de friction de 30° a été appliqué aux différents matériaux). La profondeur d'enfouissement est aussi indiquée afin de permettre le calcul des trajets de contraintes pour une phase initiale d'enfouissement (un coefficient de pression

des terres au repos (K_0) de 0.7 sera utilisé), puis pour une phase tectonique en régime inverse (contraction pyrénéenne) (Figs. 4.01 et 4.02) et/ou en régime normal (extension Oligocène-Miocène) (Fig. 4.03). Notons que le rayon de grains modal a été sélectionné pour le calcul des enveloppes de plasticité car un mauvais tri est observé dans la plupart de ces matériaux (Tableau 4.01) (voir note 4).

Site	Profondeur (m)	Porosité (%)	R_{modal} (mm)	Tri	Type de Bande	Q/P
BONCAVAI	400	27,3	0,55	3,7	SECB	0.6
					Normal SB	1.3-1.4
MONTMOUT	400	26,7	0,7	3,9	SECB	0.4
TRESQUE	500	23,4	0,55	3,6	SECB	0.6
LES OCRES	500	34,1	0,15	6,8	SECB	1.4
ORANGE	600	25,5	0,38	3,5	CSB	0.8
St MICHEL	400	32,7	0,28	5,2	CSB	1
					Normal SB	1.3-1.4
CHAPUS	700	26,5	0,26	8,3	CSB	0.9
BRUGAS	700	36,2	0,09	4,7	CSB	1.1
St HIPPOLYTE	800	24,5	0,3	3,2	CSB	0.8
CONNAUX	600	25,9	0,34	3,2	CSB	0.8
LEPIN	800	21,6	0,26	2,7	SB	1
SPIR	700	24,5	0,3	4,3	SB	0.9
BOLLENE	400	22,1	0,2	9,5	Normal SB	1.3-1.4

TABLEAU 4.01 – Caractéristiques des différents sites sélectionnés pour l'application du modèle.

TABLE 4.01 – Characteristics of the different sites selected to the application of the model.

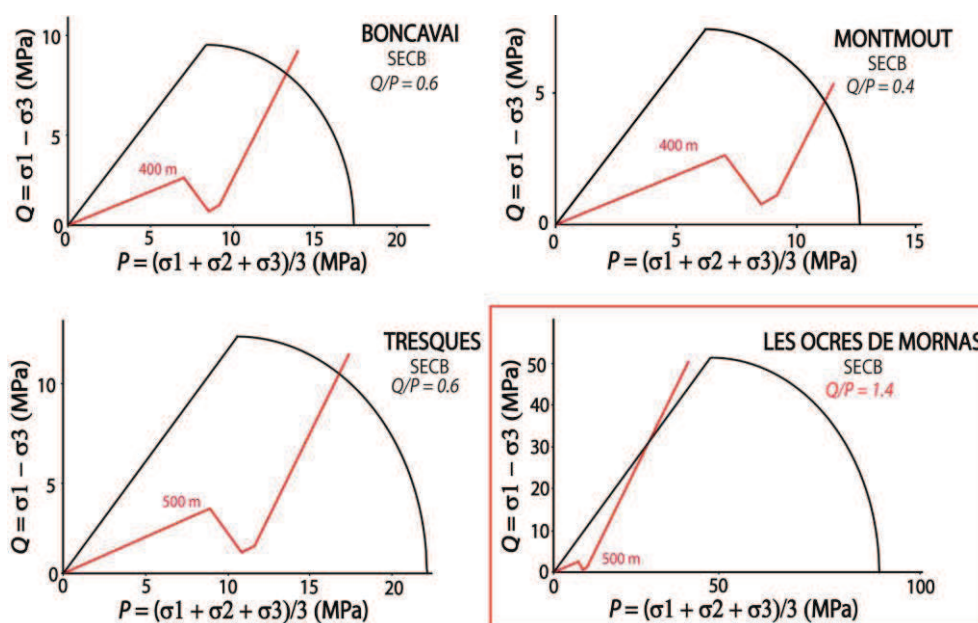


FIGURE 4.01 – Diagrammes $Q - P$ montrant les enveloppes de plasticité et les trajets de contrainte calculés pour les sites où l'on observe des SECBs à l'affleurement n'ayant pas d'effet sur les marqueurs de circulations de fluide. La valeur du rapport Q/P au point d'intersection entre le trajet de contrainte et l'enveloppe est indiquée sur chaque graphique.

FIGURE 4.01 – $Q - P$ diagrams showing the yield envelopes and the stress path calculated for the different sites where SECBs are observed without impact on the fluid flow markers. The Q/P value at the point where the stress path reached the envelope is indicated on each graph.

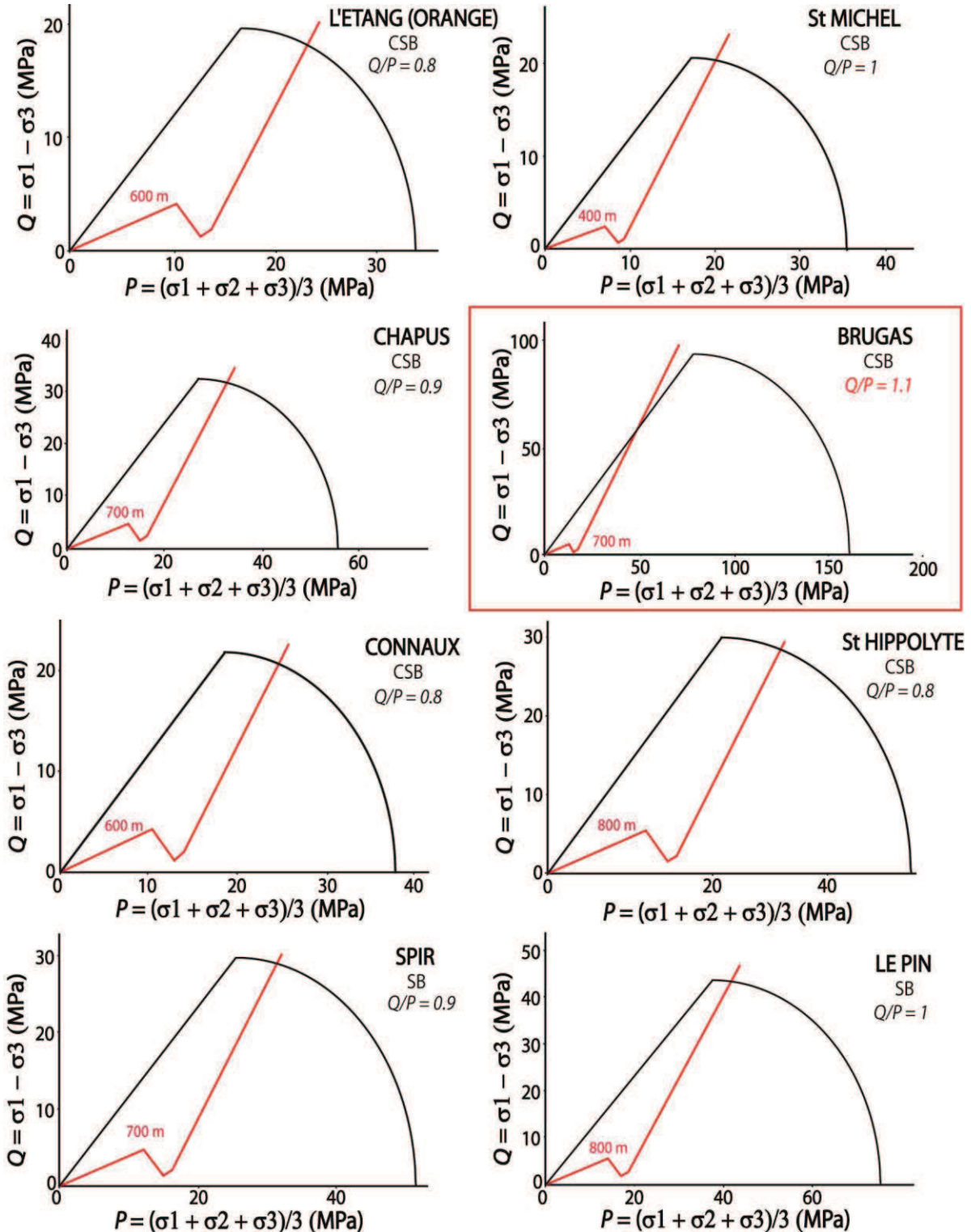


FIGURE 4.02 – Diagrammes Q - P montrant les enveloppes de plasticité et les trajets de contrainte calculés pour les différents sites où l'on observe des CSBs et des SBs pouvant contrôler les marqueurs de paléo-circulations de fluides. Le type de bande observé sur le terrain (CSB, SB) ainsi que la valeur du rapport Q/P au point d'intersection entre le trajet de contrainte et l'enveloppe sont indiqués sur chaque graphique.

FIGURE 4.02 – Q - P diagrams showing the yield envelopes and the stress path calculated for the different sites where CSBs and SBs are observed controlling the fluid flow markers. Band type (CSB, SB) and Q/P value at the point where the stress path reached the envelope are indicated on each graph.

Les résultats obtenus montrent une bonne concordance entre bandes estimées à l'aide du modèle et bandes observées à l'affleurement, notamment pour les bandes de déformation associés au régime inverse. En effet, le point d'intersection entre les trajets de contraintes et les enveloppes de plasticité se trouve dans la partie médiane du cap pour les sites où sont observées des bandes plutôt compactantes (SECBs) (Fig. 4.01). Ces points d'intersection se trouvent sur la partie sommitale du cap pour les sites où sont observées des bandes plus cisailantes (CSBs ou SBs) (Fig. 4.02).

Deux cas suggèrent en revanche, la formation de structures fragiles (encadrés rouges sur les Figs. 4.01 et 4.02). Le trajet des contraintes atteint en effet la partie linéaire des enveloppes de plasticité des grès des carrières des Ogres de Mornas et de Brugas. Ces estimations ne sont pas cohérentes avec les bandes observées à l'affleurement : des SECBs aux Ogres de Mornas et des CSBs à Brugas. Une surestimation des seuils de plasticité de ces matériaux ou une sous-estimation de l'enfouissement au moment de la formation des bandes peuvent être à l'origine de cette différence entre bandes estimées et bandes observées. Un enfouissement beaucoup plus important n'est cependant pas réaliste dans notre zone d'étude. La différence entre résultats du modèle et observations de terrain semble donc plutôt provenir d'une surestimation des seuils de plasticité de ces matériaux, qui sont les plus fins de toute la région étudiée. Le modèle développé dans le chapitre précédent n'est donc peut-être pas applicable aux grès trop fins; i.e. de rayon de grains inférieur à 0.15 mm. Une autre explication possible à cette différence est que les bandes observées sur ces sites peuvent s'être propagées depuis un niveau voisin, propice à leur formation (niveau grossier ou poreux), comme ce qui est observé dans la carrière de Boncavaï (voir note 2). Dans ce cas, les niveaux fins ne sont pas propices à l'initiation de bandes localisées mais permettent leur propagation depuis un niveau adjacent (e.g. Schultz et Soliva, 2012).

Les caractéristiques des bandes de déformation semblent donc contrôlées par le rapport de contrainte déviatorique sur contrainte moyenne (Q/P) au point d'intersection entre le trajet des contraintes et l'enveloppe de plasticité du matériau (Fig. 4.04). Il semble que la transition entre les SECBs et les CSBs/SBs puisse être estimée aux alentours d'un rapport Q/P égal à **0.8** (Tableau 4.01). Cette valeur correspond au plus faible rapport Q/P observé pour des CSBs (carrière de l'Étang, Orange). La modélisation des bandes essentiellement compactantes, type SECBs, donne des rapports Q/P inférieurs à cette valeur de 0.8 (Fig. 4.01), alors que des bandes plus cisailantes, types CSBs ou SBs, donnent des rapports Q/P supérieurs à cette valeur (Fig. 4.02).

Le trajet des contraintes est plus difficile à déterminer pour l'analyse des bandes de déformation à jeu normal. La phase de contraction pyrénéenne se déroulant entre l'enfouissement initial et la phase extensive, l'état de contrainte au moment de l'initiation de l'extension ne peut pas être déterminé avec précision. Le matériau peut donc être encore soumis à une composante compressive lors de l'initiation de la tension, laquelle est quasi perpendiculaire. Le matériau peut aussi être surconsolidé lors de la phase compressive et

conserver des contraintes résiduelles. Pour pallier à cela, nous discuterons de la zone d'intersection entre le trajet de contraintes et les enveloppes de plasticité pour deux cas extrêmes : (1) un cas où toutes les contraintes associées à la phase de contraction pyrénéenne sont relaxées : le trajet des contraintes se résume alors à une phase extensive après l'enfouissement initial (traits pleins, Fig. 4.03), et (2) un cas où une forte contrainte moyenne est maintenue : l'initiation de cette phase se fait alors pour des contraintes moyennes plus fortes, dont on ne connaît pas la valeur exacte et qui seront donc déterminées de façon subjective sur les graphiques de la Figure 4.03 (traits en pointillé).

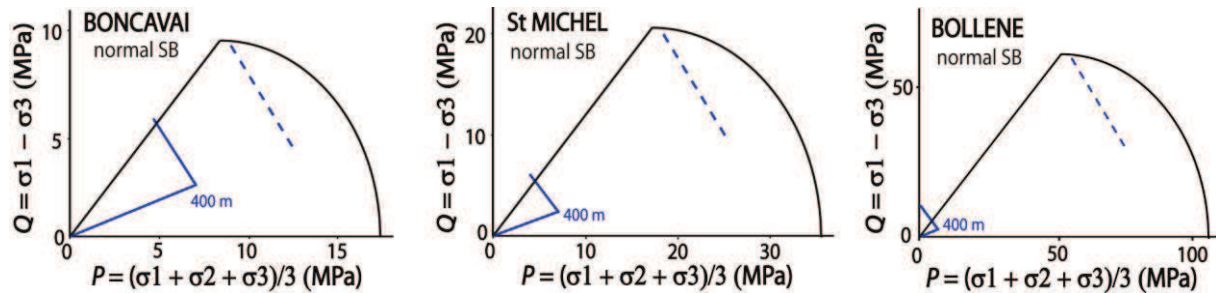


FIGURE 4.03 – Diagrammes $Q - P$ montrant les enveloppes de plasticité et les trajets de contrainte calculés pour les sites où l'on observe des SBs à jeu normal contrôlant les marqueurs de circulations de fluide.

FIGURE 4.03 – $Q - P$ diagrams showing the yield envelopes and the stress path calculated for the different sites where normal-sense SBs are observed controlling the fluid flow markers.

Dans ces différents cas de figures, il semble fortement probable que le trajet des contraintes atteigne la partie linéaire des enveloppes, où le rapport Q/P varie entre 1.1 et 1.4 sur les différents sites étudiés (Fig. 4.03 et Tableau 4.02). Ces valeurs sont relativement cohérentes avec le rapport Q/P moyen déterminé par Rutter et Glover (2012) égal à 1.43 pour des grès poreux. Dans cette partie de l'enveloppe, la déformation est fragile et peut correspondre à la formation de différentes structures localisées telles que des bandes cisailantes (de désaggrégation ou légèrement cataclastiques), des failles cataclastiques ou des bandes de dilatance. Cependant, les affleurements de Provence ne montrent pas tous ces types de déformation et ne permettent donc pas de contraindre la typologie de la déformation le long de cette partie linéaire des enveloppes.

Les analyses mécaniques décrites dans la littérature nous permettent en revanche, d'avoir une idée plus précise du type de déformation formée sur la partie linéaire des enveloppes de plasticité. Il semble que des structures cataclastiques très cisailantes (failles ou bandes) se forment plutôt sur la partie linéaire proche du sommet de l'enveloppe et de la partie cap (Baud et al., 2004 ; Fortin et al., 2005). Des bandes dilatantes ou des fractures plus ou moins extensionnelles et cisailantes se forment plutôt sur la partie linéaire médiane et basale (Baud et al., 2000 ; Bésuelle, 2001). Nous considérerons donc ces différentes tendances dans notre modèle. Un cas d'étude plus adéquat que la Provence et de nouvelles investigations devront cependant être menées afin de mieux comprendre la déformation des grès poreux dans cette partie des enveloppes (voir section *Perspectives* dans les **Conclusions Générales**).

Notons enfin que le point d'intersection peut aussi se localiser dans la partie sommitale du cap pour des cas où une forte contrainte moyenne est préservée suite à la phase de contraction (cas (2)). Dans cette partie du cap, les rapports Q/P obtenus sont supérieurs ou égaux à 0.9 et correspondent à la formation de bandes cisailantes et cataclastiques.

4.1.1. Calibration des propriétés pétrophysiques

Les réductions de perméabilité des bandes à jeu inverse associées à la phase de contraction peuvent être reliées à une valeur de Q/P sur la partie cap des enveloppes (voir Tableau 4.02). Les bandes se formant pour un rapport de Q/P compris entre 0.4 et 0.6 ; i.e. les SECBs ; montrent des réductions de perméabilité inférieures à 1 ordre de grandeur comparées au grès hôte. Aucun impact sur les marqueurs de circulations de fluide n'a été observé pour ces bandes. Les bandes se formant pour des rapports de Q/P compris entre 0.8 et 1 ; i.e. les CSBs ou les SBs ; montrent des réductions de perméabilité allant de 2 à plus de 4 ordres de grandeur (Tableau 4.02). Certaines des bandes de ces réseaux limitent les marqueurs. On peut donc considérer qu'au-delà d'un rapport Q/P égal à 0.8, les bandes de déformation formées sont susceptibles d'avoir un impact sur les circulations de fluides.

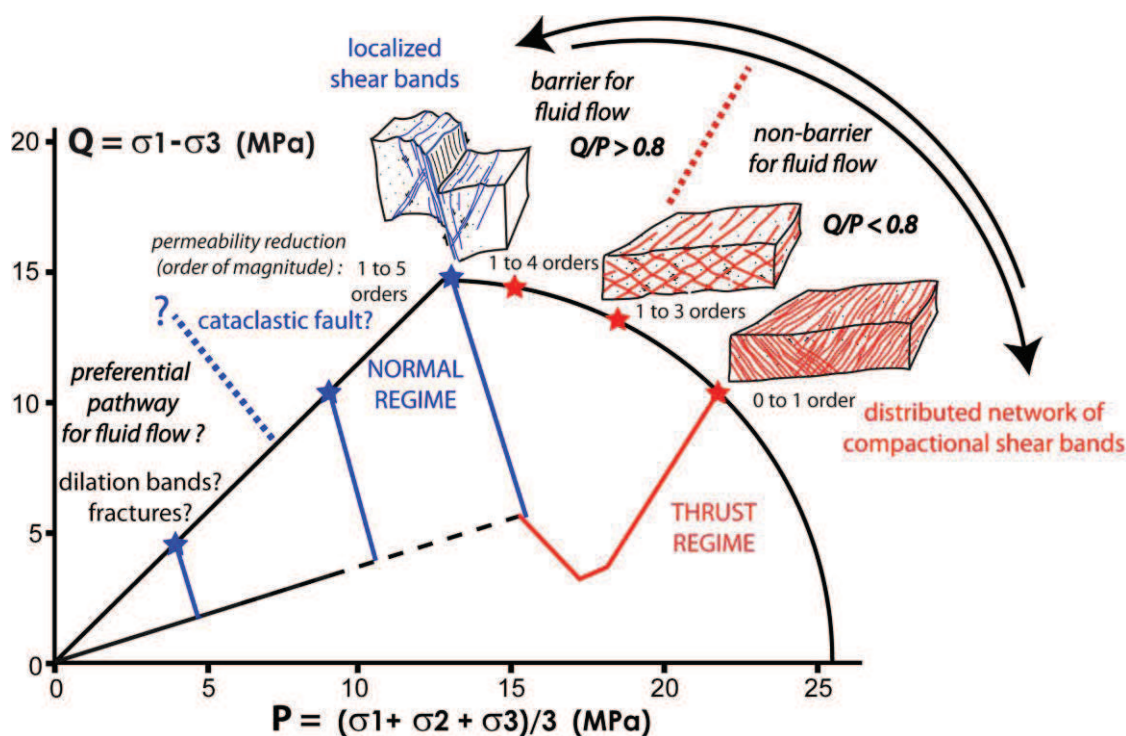


FIGURE 4.04 – Modèle structural, mécanique et pétrophysique de la déformation dans les grès poreux.
FIGURE 4.04 – Structural, mechanical and petrophysical model of strain localization in porous sandstone.

Ce rapport Q/P égal à 0.8 correspond ici à la formation des CSBs de la carrière de l'Étang (Orange) dont certaines contrôlent les marqueurs des paléo-circulations de fluides. Ce rapport peut alors être considéré comme un seuil « mécanique et pétrophysique » entre les bandes barrières et non-barrières pour les fluides vadose-phréatiques (Fig. 4.04). Les bandes se formant pour des valeurs de Q/P inférieures à 0.8 n'auront donc que peu d'impact

sur les circulations de fluides ; celles se formant pour des valeurs de Q/P supérieures à 0.8 peuvent potentiellement les impacter (Fig. 4.04).

Notons qu'un rapport Q/P entre 0.35 et 0.4 peut être quantifié pour la formation de bandes associée à la seule phase d'enfouissement (pour un K_0 de 0.7). Aydin et Ahmadv (2009) décrivent des bandes pouvant être formées lors de cette phase d'enfouissement au parc de Valley of Fire (Nevada, USA). Ces bandes sont assez similaires aux SECBs de Provence, induisant des réductions de perméabilité inférieures à 1 ordre de grandeur et sans influence majeure sur les circulations de fluides. Un endommagement général du matériau (cataclastic flow) sans localisation de bande, est attendu pour des rapports Q/P inférieurs à 0.35 (Baud et al., 2004 ; Fortin et al., 2005).

Des réductions de perméabilité allant de 2 à 6 ordres de grandeurs ont été mesurées sur les bandes de déformation à jeu normal, associées au régime extensif en Provence (Tableau 4.02). Ces propriétés pétrophysiques peuvent alors être associées aux bandes se formant au sommet de la partie cap ou linéaire des enveloppes, pour des rapports Q/P compris entre 0.9 et 1.4 (Fig. 4.04). Un fort contrôle sur les circulations de fluides peut être attendu pour ce type de structures. Nous ne connaissons pas les propriétés pétrophysiques des structures se formant dans la partie fragile médiane ou basale. D'après la littérature, ces structures dilatantes ne semblent pas en mesure de limiter les circulations de fluides mais peuvent théoriquement constituer des drains formant des voies de circulations préférentielles pour les fluides (Parnell et al., 2004; Sample et al., 2006). Des analyses complémentaires devront être menées afin de quantifier un seuil entre structures barrières et structures drains sur la partie linéaire des enveloppes (Fig. 4.04).

Site	Bande	Porosité Bande (%)	Perméabilité Bande (mD)	Contraste de perméabilité (ordre de grandeur)	Q/P	Contrôle sur les marqueurs
BONCAVAI	SECB	24,6	1317	< 1	0,6	aucun
MONTMOUT	SECB	24,8	205	< 1	0,4	aucun
TRESQUE	SECB	20,7	161	< 1	0,6	aucun
LES OCRES	SECB	31,9	178	< 1	1,4	aucun
ORANGE	CSB	17,8	42,6	> 2	0,8	variable
St MICHEL	CSB	24,5	64,5	3	1	variable
CHAPUS	CSB	19,5	119,2	2	0,9	variable
BRUGAS	CSB	25,2	17,5	> 2	1,1	barrière
St						
HIPPOLYTE	CSB	11,6	0,7	> 3	0,8	variable
CONNAUX	CSB	15,4	2,2	3	0,8	
LEPIN	SB	9,7	0,15	4	1	barrière
SPIR	SB	11,5	0,28	> 4	0,9	barrière
BONCAVAI	normal SB	20,9	0,006 - 415	> 5	1,3-1,4	barrière
St MICHEL	normal SB	7,5	0,02	6	1,3-1,4	barrière
BOLLENE	normal SB	13,8	0,02 - 1,91	2		

TABEAU 4.02 – Propriétés pétrophysiques des bandes de déformation prédites par le modèle.

TABLE 4.02 – Petrophysical properties of bands predicted by the model.

4.2. Confrontation du modèle à une synthèse bibliographique des données de perméabilité des bandes de déformation dans les grès poreux

L'analyse de la distribution et de la perméabilité des bandes de déformation de Provence a permis l'identification, la description puis la modélisation de différents paramètres de contrôle (porosité et granulométrie du grès hôte, enfouissement, régime tectonique, présence de grandes failles). Dans cette partie, nous confronterons ces résultats établis sur cet unique site d'étude (Provence) à une collection des données de perméabilité des bandes de déformation décrites dans la littérature. Ce travail nous permettra de confirmer à une échelle d'analyse supérieure, le rôle des différents paramètres contrôlant la perméabilité des bandes en général. Cette confrontation nous permettra aussi de valider le modèle structural, mécanique et pétrophysique établi à partir des travaux réalisés en Provence. Seront analysés : (1) la perméabilité des différents types de bandes ; (2) l'influence de l'évolution macroscopique et microscopique des bandes cataclastiques ; (3) le rôle du contexte tectonique et de la présence de grandes failles ; (4) l'influence de l'enfouissement ; et enfin, (5) le rôle de la porosité, de la taille de grains et du tri granulométrique.

Cette synthèse intègre les données de perméabilité des bandes de déformation et des failles décrites dans les études suivantes : Al-Hinai et al. (2008) ; Antonellini et Aydin (1994) ; Aydin et Ahamadov (2009) ; Ballas et al. (2012), (2013), soumis ; Balsamo et Storti (2010) ; Balsamo et al. (2013) ; Fisher et Knipe (1998) ; Flodin (2003) ; Fossen et Bale (2007) ; Fossen et al. (2011) ; Fowles et Burley (1994) ; Gibson (1998) ; Harper et Moftah (1985) ; Jourde et al. (2002) ; Kheem et al. (2006) ; Lothe et al. (2002) ; Medeiros et al. (2010) ; Ogilvie et Glover (2001) ; Ogilvie et al. (2001) ; Pittman (1981) ; Rotevatn et al. (2008) ; Sallet et Wibberley (2013) ; Shipton et al. (2002) ; Sidga et Wilson (2003) ; Solum et al. (2010) ; Sun et al. (2011) ; Torabi et al. (2008), (2013) ; Torabi et Fossen (2009) ; Tueckmantel et al. (2010), (2012) ; plus des données non-publiées, gracieusement fournies par H. Fossen.

Au regard de la grande variabilité des méthodes utilisées dans l'estimation de la perméabilité et des différences de valeur absolue qui en découlent, nous ne discuterons que des contrastes de perméabilité entre structures de déformation et grès hôte. Ces données seront représentées systématiquement sur des graphiques montrant la *perméabilité des bandes* en fonction de la *perméabilité du grès hôte* (Figs. 4.05 à 4.13).

4.2.1. Influence du type de bande

Les bandes de déformation peuvent être classées par leur cinématique de déformation ou par leurs micro-mécanismes (voir section 1.1.2. pour plus de détail) (Aydin et al., 2006 ; Fossen et al., 2007). La perméabilité des bandes de dilatance et de compaction étant peu voire pas décrite, nous ne discuterons ici que des bandes de déformation classées par leurs micro-mécanismes.

Cette synthèse montre une très grande variabilité de la perméabilité des bandes de déformation localisées dans les grès poreux (e.g. Fossen et Bale, 2007). En effet, certaines bandes montrent une augmentation de la perméabilité jusqu'à 2 ordres de grandeur par rapport au grès hôte, alors que d'autres réduisent la perméabilité de plus de 6 ordres de grandeur (Fig. 4.05). Cette synthèse illustre aussi la grande variabilité de la perméabilité des grès dans lesquels se forment les bandes de déformation, i.e. perméabilité comprise 0.01 mD à 100 D (Fig. 4.05). Notons qu'une grande majorité des données recueillies dans cette synthèse proviennent d'analyses réalisées sur des grès hôtes montrant des perméabilités entre 100 mD et 10 D. Ces mêmes analyses montrent aussi les plus fortes variations de perméabilité induites par la présence de bandes de déformation (Fig. 4.05). Ceci suggère qu'une forte perméabilité du grès hôte constitue une condition favorable à la formation de bandes à fortes réductions de perméabilité.

Bande cataclastique : La grande majorité des données de perméabilité disponibles dans la littérature provient d'analyses réalisées sur des bandes cataclastiques (Fig. 4.05). Ces bandes montrent les perméabilités les plus variables puisque certaines bandes sont légèrement plus perméables que le grès hôte, alors que d'autres induisent jusqu'à plus de 6 ordres de grandeur de réduction de perméabilité (e.g. Antonellini et Aydin, 1994). Notons que ces réductions de perméabilité peuvent dans certains cas être accentuées par des processus de cimentation s'ajoutant à la cataclase. Les **bandes** dites « **cimentées** » sont en effet majoritairement constituées de bandes cataclastiques localisant la pression-solution du quartz (Fig. 4.06). Les bandes cataclastiques apparaissent comme les structures de déformation pour lesquelles le plus d'analyses ont été menées jusqu'à présent dans les grès poreux. Ces bandes sont probablement les plus fréquentes. Leur forte influence sur la perméabilité d'un grès hôte et donc potentiellement sur les circulations de fluides en contexte réservoir sont à l'origine de cet intérêt majeur.

Bande de désagrégation : Les données disponibles sur la perméabilité des bandes de désagrégation sont beaucoup moins nombreuses que pour les bandes cataclastiques. Ces bandes induisent de faibles variations de perméabilité du grès hôte. Elles peuvent être plus perméables que l'encaissant d'environ 1 ordre de grandeur, mais aussi moins perméables de 2 ordres de grandeur (Fossen et Bale, 2007 ; Balsamo et al., 2013) (Fig. 4.05). Ces bandes sont donc susceptibles de former des zones de circulations préférentielles des fluides, mais constituent plus fréquemment des structures sans impact majeur sur le piègeage ou la migration des fluides. Leur rôle potentiel de structures drainantes reste à être analysé plus en détail.

Bandes à phyllosilicates : Peu de valeurs de perméabilité sont disponibles sur ce type de bandes. Les bandes à phyllosilicates induisent des réductions de perméabilité jusqu'à plus de 3 ordres de grandeur comparées au grès hôte (Fig. 4.05). Les plus fortes réductions de perméabilité s'observent quand une bande ou une faille juxtapose un grès argileux avec des grès « propres » très perméables (Balsamo et al., 2013). En revanche, les bandes se formant uniquement dans les grès argileux n'induisent qu'un faible contraste de perméabilité par

rapport au grès hôte qui est initialement peu perméable (Fisher et Knipe, 1998, 2001). Ce même phénomène peut s'observer pour les bandes cimentées lorsqu'une cimentation généralisée du grès hôte réduit le contraste de perméabilité entre les bandes et l'encaissant (Harper et Moftah, 1985 ; Fisher et Knipe, 1998, 2001 ; Ogilvie et Glover, 2001) (Figs. 4.05 et 4.06).

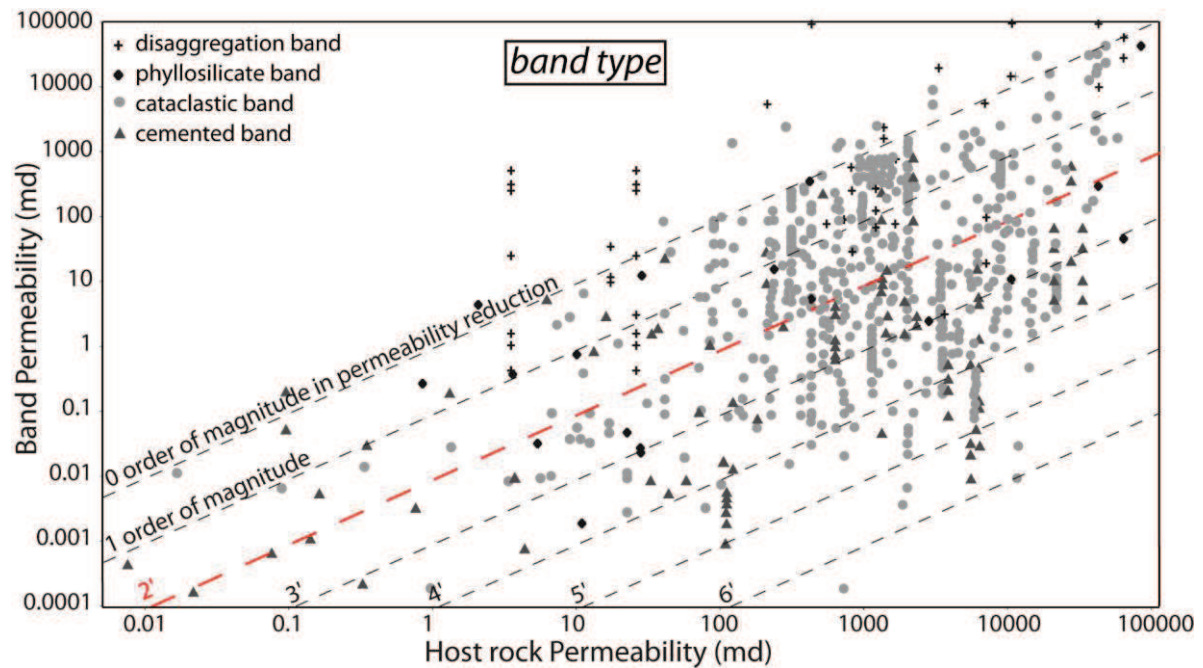


FIGURE 4.05 – Graphique montrant la perméabilité des bandes de déformation par rapport à la perméabilité du grès hôte en fonction du type de bandes.

FIGURE 4.05 – Graph showing band permeability vs host sand permeability as a function of band type.

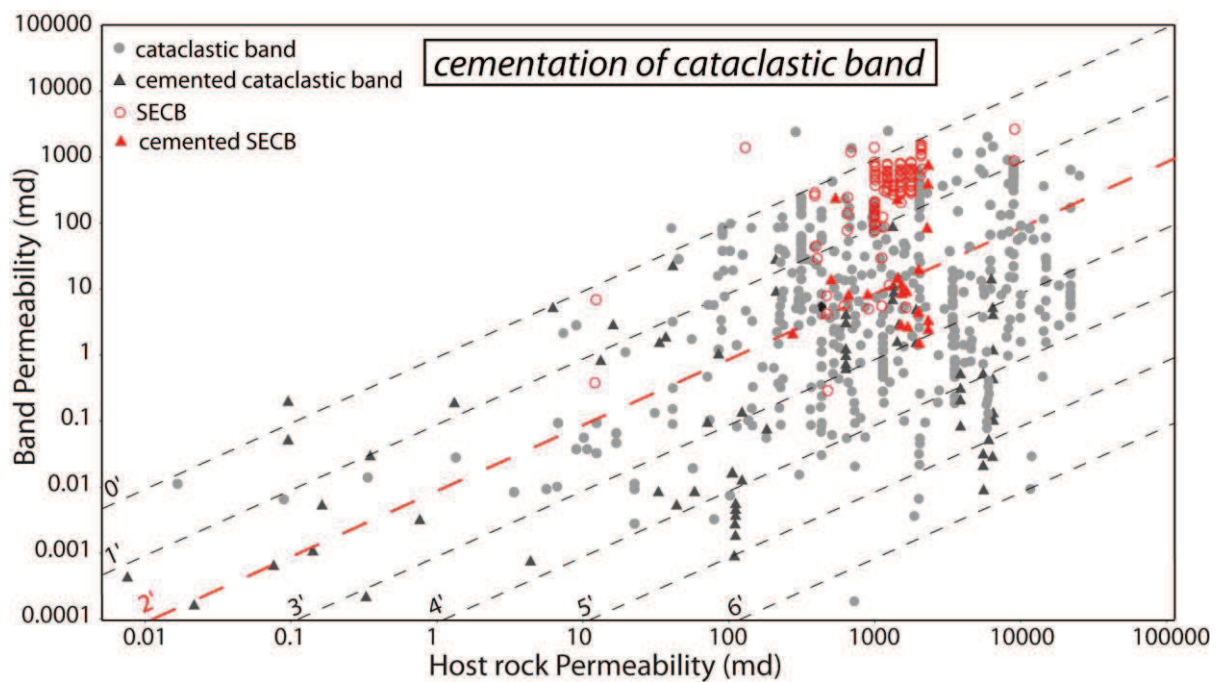


FIGURE 4.06 – Graphique montrant la perméabilité des bandes de déformation par rapport à la perméabilité du grès hôte révélant l'influence des processus de cimentation (pression-solution).

FIGURE 4.06 – Graph showing band permeability vs host sand permeability showing the influence of cementation processes (pressure-solution).

4.2.2. Influence de l'évolution macroscopique et microscopique des bandes cataclastiques

Les bandes cataclastiques ont été analysées plus en détail afin de confirmer l'influence du degré de cataclase sur la capacité de ces structures à former des barrières aux circulations de fluides (Fig. 4.07). Lors du chapitre 2 (note 1), nous avons montré que le degré de cataclase peut être matérialisé par l'évolution macrostructurale des bandes cataclastiques, d'une bande isolée à la faille. Les données disponibles ont alors été triées en différentes classes, depuis les structures les moins cataclastiques aux structures les plus cataclastiques: (1) les SECBs (crush microbreccias), (2) les bandes isolées (protocataclasites à cataclasites), (3) les amas de bandes ou clusters (cataclasites) et (4) les bandes et les failles à surface de glissement localisée (cataclasites).

(1) **SECBs (crush microbreccias)**: Ces bandes induisent des réductions de perméabilité inférieures à 2 ordres de grandeur comparées au grès hôte (Aydin et Ahamadov, 2009 ; Sun et al., 2011 ; Ballas et al., 2013) (Fig. 4.07).

(2) **Bandes isolées (protocataclasites/cataclasites)**: Ces bandes induisent des réductions de perméabilité allant jusqu'à 4 ordres de grandeur comparées au grès hôte. Une majorité de ces structures montrent cependant des réductions de perméabilité inférieures à 2 ordres de grandeur (Fig. 4.07).

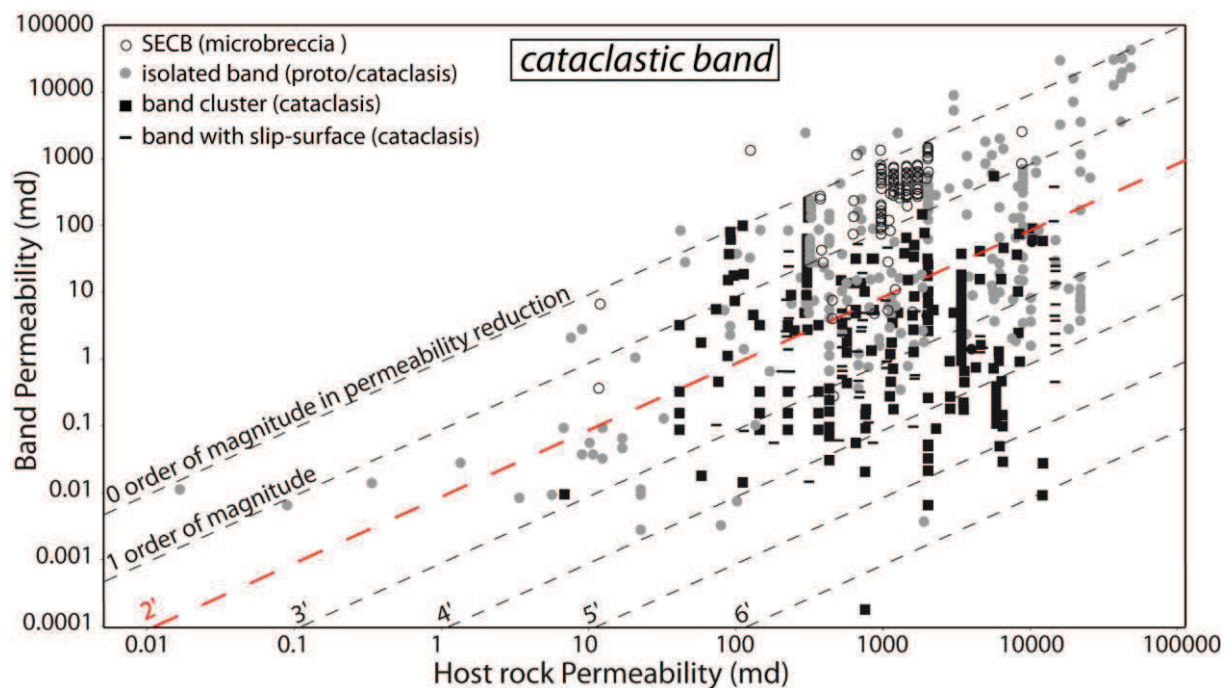


FIGURE 4.07 – Graphique montrant la perméabilité des bandes cataclastiques par rapport à la perméabilité du grès hôte en fonction de leur degré de cataclase.

FIGURE 4.07 – Graph showing cataclastic band permeability vs host sand permeability as a function of their degree of cataclasis.

(3) **Amas de bandes ou clusters (cataclasites)** : La perméabilité des amas de bandes varie sur plus 6 ordres de grandeur. Certaines de ces bandes restent donc relativement perméables, même si une très grande majorité de ces structures montre des réductions de perméabilité supérieures à 2 ordres de grandeur (Fig. 4.07).

(4) **Bande et faille à surface de glissement (cataclasites)**: Ces bandes induisent des réductions de perméabilité variant entre 1 et un peu plus de 4 ordres de grandeur par rapport au grès hôte (Fig. 4.07).

Les structures les plus cataclastiques (i.e. amas de bande et faille) induisent donc généralement de plus grandes réductions de perméabilité que les bandes peu déformées (i.e. bande isolée) (Fig. 4.07). Cette analyse confirme que le degré de cataclase contrôle la perméabilité des bandes cataclastiques. Le degré de cataclase étant lié à l'évolution macroscopique du réseau, leur perméabilité est donc bien fonction de leur évolution depuis les bandes isolées, peu cataclastiques et perméables, aux amas de bandes et failles localisées, cataclastiques et imperméables (e.g. Pittman, 1981 ; Ballas et al., 2012). On constate cependant sur ce graphique (Fig. 4.07), que des amas de bandes peuvent être perméables alors que certaines bandes isolées induisent de fortes réductions de perméabilité (Fig. 4.05). Ceci peut s'expliquer par le manque d'informations disponibles dans certaines études, où les caractéristiques microstructurales (degré de cataclase) des bandes ne sont pas décrites pour chacune des valeurs de perméabilité données. Enfin, rappelons que les processus de pression-solution qui peuvent se localiser préférentiellement dans les bandes cataclastiques sont susceptibles d'induire de fortes chutes de perméabilité et favorisent ainsi la formation de structures étanches pouvant affecter les circulations de fluides en contexte réservoir (Fig. 4.06).

4.2.3. Contrôle du régime tectonique et de la présence des grandes failles

Les données de perméabilité des bandes de déformation ont été triées en fonction du régime tectonique sous lequel elles se forment : (1) régime en faille normale (Normal fault regime), (2) régime en faille inverse (Thrust fault regime), et (3) régime en faille décrochante (Strick-slip fault regime) (Figs. 4.08a et 4.09a-b) ; et de la présence ou non de grande faille dans leur voisinage (Figs. 4.08b et 4.09c-d). Cette analyse nous permettra de souligner l'influence du régime tectonique et de la présence de grandes failles sur le type de bandes formées et leur perméabilité.

On constate tout d'abord, que la majorité des valeurs de perméabilité disponibles dans la littérature proviennent de l'analyse de bandes de déformation associées au régime en faille normale (contexte extensif) (Figs. 4.08 et 4.09). Ceci peut s'expliquer de différentes façons : soit il y a plus de bandes de déformation associées au régime normal à travers le monde, soit les propriétés pétrophysiques des bandes à jeu normal ont été plus analysées

du fait de leur faible perméabilité, soit que les bandes associées au régime en faille inverse ou décrochante sont plus difficiles à détecter (moins cisailantes et cataclastiques, donc moins visibles). Toutes ces hypothèses ne sont en réalité pas contradictoires. Il semble en effet, que le régime en faille normale soit mécaniquement plus propice à la formation de bandes fortement cisailantes et donc plus cataclastiques, plus visibles, plus imperméables et formant plus fréquemment des barrières aux circulations de fluides.

(1) **Régime en faille normale:** Tous les types de bandes sont observés en régime normal (Fig. 4.08a). La perméabilité de ces bandes varie sur plus de 8 ordres de grandeur, depuis les bandes de désagrégation plus perméables de 2 ordres de grandeur comparées au grès hôte, aux bandes cataclastiques et cimentées induisant des réductions de perméabilité de plus de 6 ordres de grandeur (Figs. 4.08a et 4.09a). La réduction de perméabilité moyenne mesurée pour ces bandes est de 2.4 ± 1.14 ordres de grandeur par rapport au grès hôte (Fig. 4.09a). Notons que des bandes associées au régime normal sont observées dans des grès hôtes montrant des valeurs de perméabilité très variables, i.e. très peu à très perméables, ainsi que dans des grès argileux. On remarque enfin, qu'une forte proportion (59%) de ces bandes induit des réductions de perméabilité équivalentes ou supérieures à 2 ordres de grandeur (Fig. 4.09a). Le régime normal semble donc favorable à la formation de bandes modérément à fortement imperméables et pouvant limiter les circulations de fluides en milieu réservoir.

La très grande majorité des bandes de déformation associées au régime en faille normale est décrite dans des zones de failles de grandes échelles, la plupart du temps issues d'un héritage structural. Ceci montre tout d'abord que le contexte extensif andersonnien normal est favorable à la localisation de la déformation dans les grès poreux. D'autre part, ceci confirme le rôle majeur que constitue la présence de grande faille sur la formation de bandes très imperméables et pouvant affecter les circulations et piéger les fluides (Figs. 4.08b et 4.09c).

(2) **Régime en faille inverse :** La majorité des bandes de déformation associées au régime en faille inverse sont des bandes cataclastiques à faible intensité de cataclase (SECBs, bandes protocataclastiques isolées). Des bandes de désagrégation et des bandes cataclastiques plus ou moins cimentées, en amas ou à surface de glissement sont aussi observées pour ce régime tectonique (Fig. 4.08a). La réduction de perméabilité moyenne mesurée pour ces bandes est de 1.46 ± 1.16 ordres de grandeur par rapport au grès hôte (Fig. 4.09b). Ces structures montrent donc fréquemment des réductions de perméabilité inférieures à 2 ordres de grandeur (i.e. environ 67% de ces bandes) même si des réductions de perméabilité jusqu'à presque 5 ordres de grandeur ont été mesurées dans certains amas (Solum et al., 2010, bandes cimentées ?) (Figs. 4.08b et 4.09b). Le régime inverse semble donc plutôt favorable à la formation de bandes n'ayant qu'un faible contrôle sur les circulations de fluides, même si la formation de structures très imperméables est aussi possible dans certains cas.

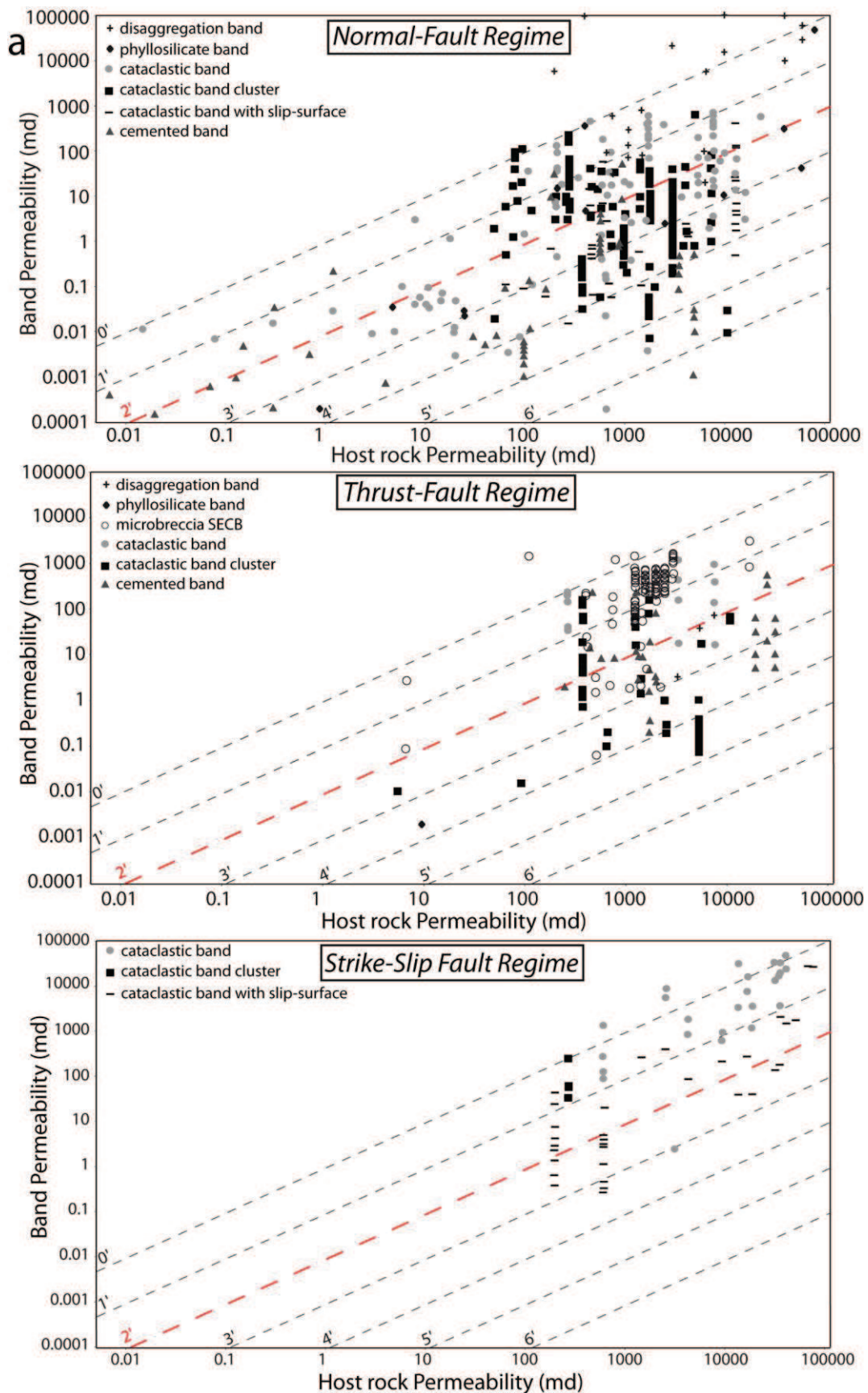
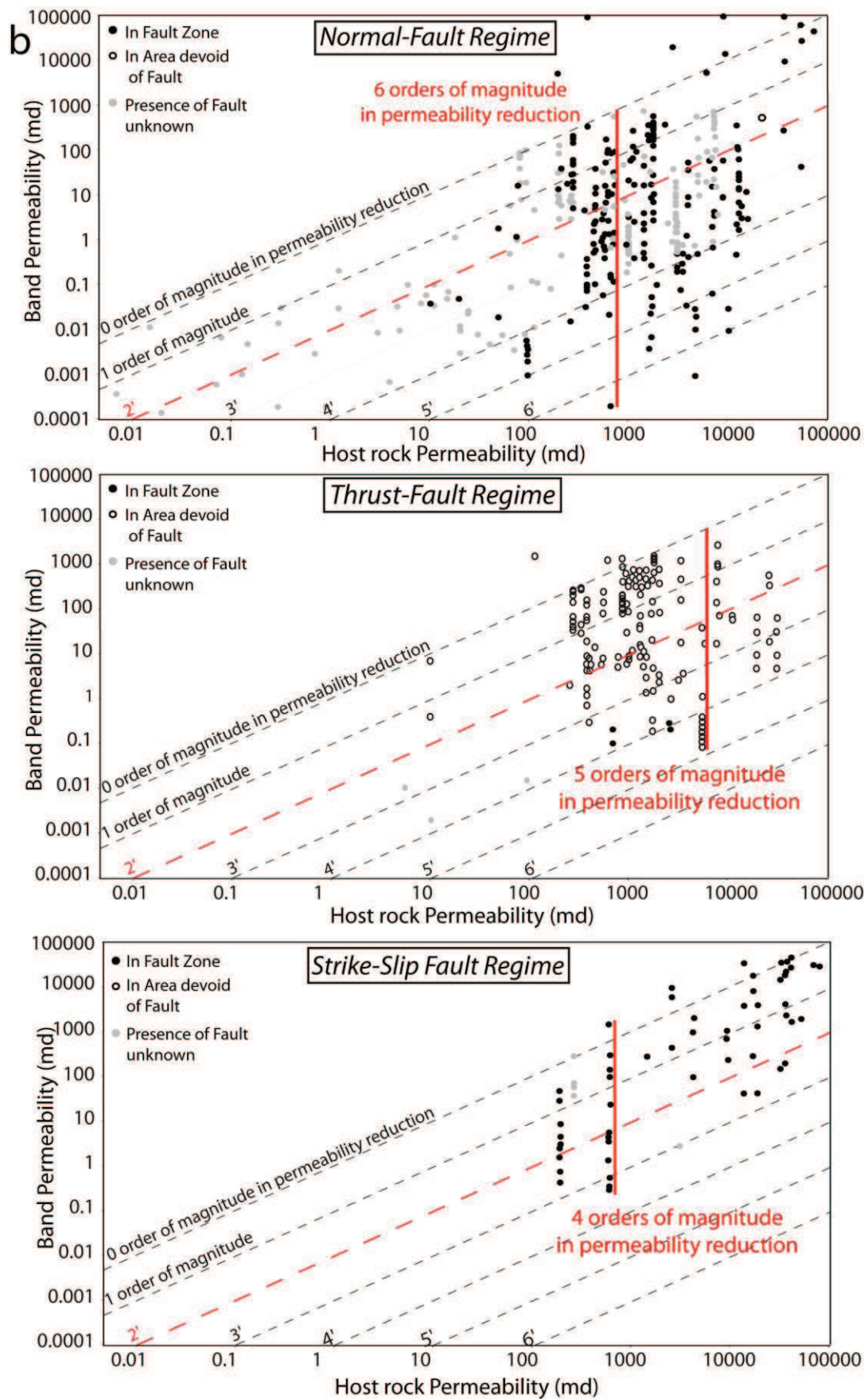


FIGURE 4.08 – Graphiques montrant la perméabilité des bandes de déformation par rapport à la perméabilité du grès hôte en fonction du régime tectonique. (a) Types de bande. (b) Présence de grandes failles.

FIGURE 4.08 – Graphs showing band permeability vs host sand permeability as a function of tectonic regime. (a) Band type. (b) Presence of large-scale fault.



La plupart des bandes associées à ce régime tectonique sont décrites dans des zones dépourvues de failles. Le régime inverse ne semble donc pas être une condition favorable à la localisation des failles. En revanche, les quelques bandes décrites dans des zones de failles montrent de fortes réductions de perméabilité (Ballas et al., soumis) (Fig. 4.08b). Ceci souligne à nouveau le rôle que peuvent avoir les grandes failles sur la formation de bandes de déformation cataclastiques très imperméables. On remarque, néanmoins que les bandes inverses les plus imperméables sont décrites dans des zones dépourvues de grandes failles héritées (Solum et al., 2010 ; Fossen et al., 2011) (Figs. 4.08b et 4.09d). Ceci montre que pour certaines conditions favorables ; i.e. d'enfouissement, de caractéristiques internes au matériau et plus certainement en cas de processus de pression-solution, des bandes très imperméables peuvent aussi se former en régime inverse en dehors des zones de failles.

(3) Régime en faille décrochante : très peu de données sont disponibles sur la perméabilité des bandes de déformation associées au régime décrochant. Ceci suggère que ces bandes sont moins fréquentes ou qu'un manque important persiste dans la littérature. Aucune conclusion certaine ne pourra donc être tirée à propos de ce régime tectonique. On peut néanmoins noter, que les bandes associées à ce régime sont généralement cataclastiques et fréquemment observées en structures localisées sous forme de bandes à surface de glissement et failles (Fig. 4.08a). Ceci suggère que le régime décrochant est favorable à la formation des failles. Ces structures sont parfois plus perméables que le grès hôte mais montrent plus fréquemment des réductions de perméabilités inférieures à 3 ordres de grandeur (Fig. 4.08b). Elles induisent une réduction de perméabilité moyenne égale à 1.25 ± 0.86 ordre de grandeur. Ces résultats suggèrent que le régime décrochant est plutôt favorable à la formation de bandes n'ayant qu'un faible contrôle sur les circulations de fluides.

Seules les perméabilités de bandes localisées dans des zones de failles ont été décrites dans la littérature (Fig. 4.08b). Sur cet aspect, le régime décrochant semble donc se rapprocher plutôt du régime normal. Néanmoins, la présence de grandes failles ne semble pas ici induire la formation de bandes à forte réduction de perméabilité (Fig. 4.08b).

Il en résulte que des réductions de perméabilité allant jusqu'à 4 ordres de grandeur sont observées quelque soit le régime tectonique en action (Fig. 4.08b). Ces fortes réductions sont toutefois plus fréquentes en régime normal, pour lequel 59% des structures induisent plus de 2 ordres de grandeur de réduction de perméabilité (Fig. 4.09a) contre seulement 33% en régime inverse (Fig. 4.09b). Le régime normal semble donc plus propice à la formation de structures pouvant affecter les circulations de fluides en milieu réservoir.

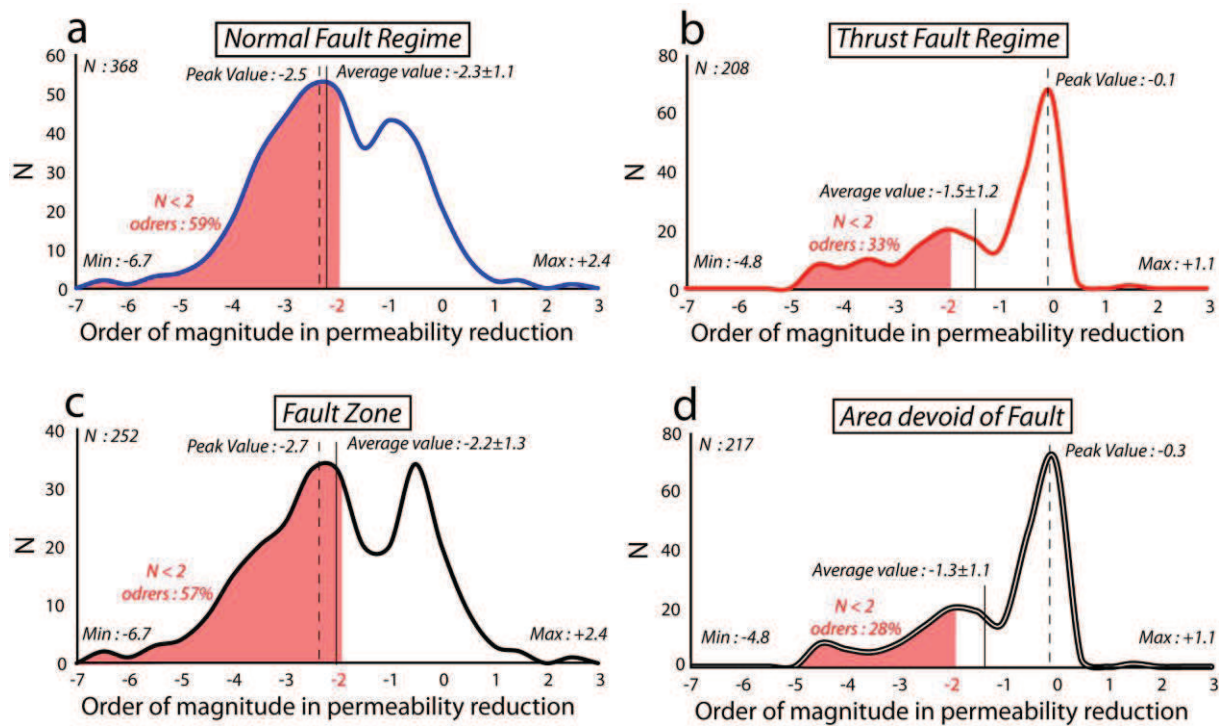


FIGURE 4.09 – Graphiques montrant la distribution des réductions de perméabilité induites par les bandes de déformation en régime en faille normale (a), en faille inverse (b), dans les zones de failles (c) et en-dehors des zones de failles (d).

FIGURE 4.09 – Graph showing distribution of permeability reduction induced by deformation bands in normal-fault regime (a), thrust fault regime (b), fault zone (c) and area devoid of fault (d).

Les bandes formées dans les zones de failles montrent une réduction moyenne de perméabilité de 2.2 ± 1.3 ordres de grandeur et 57% de ces structures réduisent la perméabilité du grès hôte de plus de 2 ordres de grandeur (Fig. 4.09c). Les bandes formées en dehors des zones de faille montrent une réduction moyenne de perméabilité de 1.3 ± 1.1 ordre de grandeur et 28% de ces structures réduisent la perméabilité du grès hôte de plus de 2 ordres de grandeur (Fig. 4.09d). Cette analyse souligne donc à nouveau l'importance de la présence de grandes failles sur la formation de bandes cataclastiques, cisailantes, à forte réduction de perméabilité et pouvant potentiellement former des barrières aux circulations de fluides.

4.2.4. Influence de l'enfouissement

Les données de perméabilité coll »ct »esont ensuite été triées en fonction de la profondeur d'enfouissement pour laquelle se forment les bandes de déformation. 3 classes de profondeur ont été définies: (1) inférieure à 1 km, (2) entre 1 et 3 km et (3) supérieure à 3 km (Fig. 4.10).

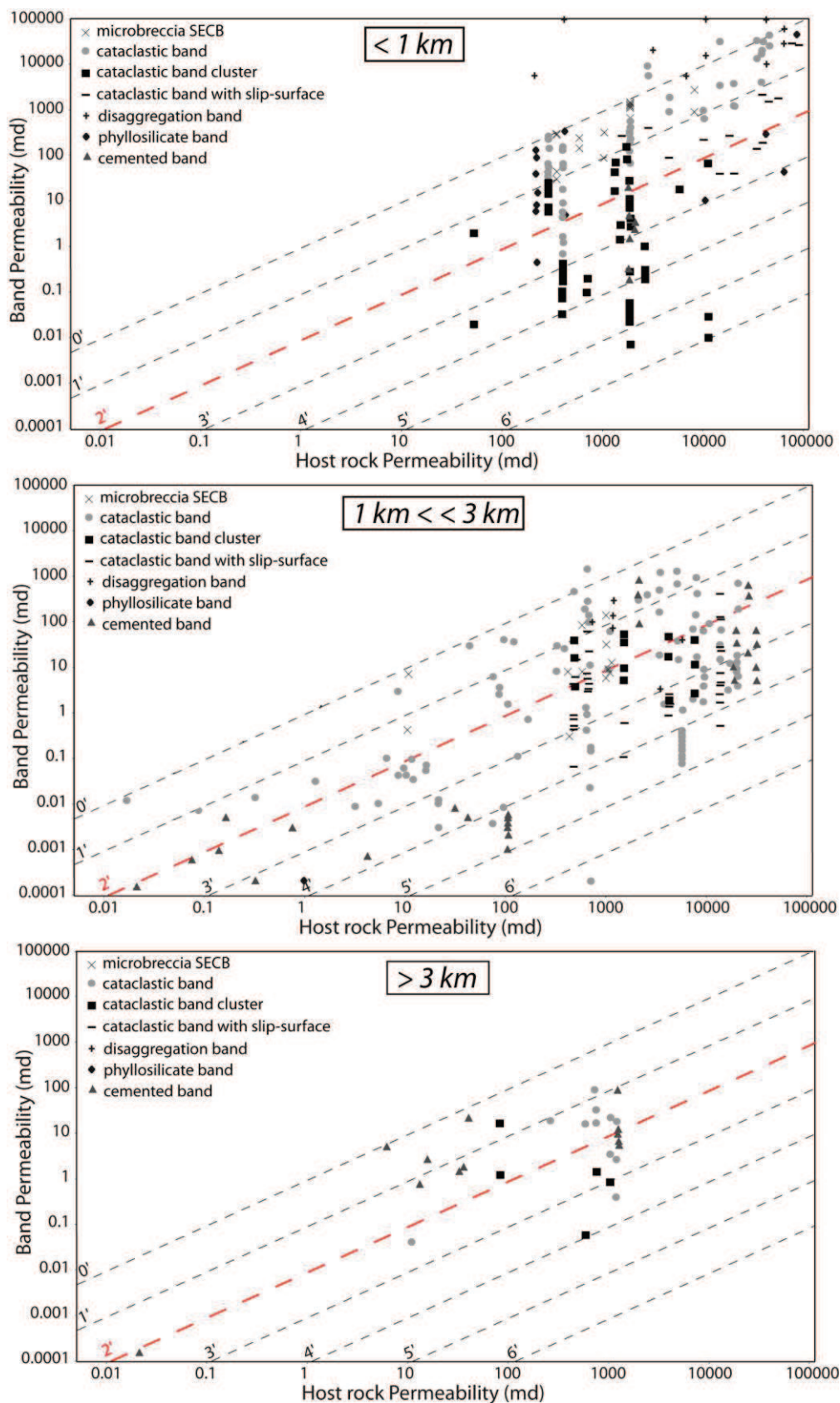


FIGURE 4.10 – Graphiques montrant la perméabilité des bandes de déformation par rapport à la perméabilité du grès hôte en fonction de l'enfouissement.

FIGURE 4.10 – Graphs showing band permeability vs host sand permeability as a function of burial depth.

(1) Enfouissement inférieur à 1 km : Les bandes de déformation formées à ces faibles profondeurs d'enfouissement montrent des variations de perméabilité s'étalant sur plus de 7 ordres de grandeur. Des bandes de désagrégation peuvent augmenter la perméabilité du grès hôte de plus d'1 ordre de grandeur alors que des bandes cataclastiques sont en mesure d'induire des réductions de perméabilité jusqu'à 6 ordres (Fig. 4.10). On constate que pour ces faibles enfouissements, les grès de très forte perméabilité favorisent la formation de structures faiblement cataclastiques et la localisation de failles montrant des réductions de perméabilité inférieures à 3 ordres de grandeur (Fig. 4.10). En revanche, les matériaux légèrement moins perméables semblent favoriser la formation de bandes cataclastiques organisées en amas ou cluster et induisant des réductions de perméabilité beaucoup plus importantes (Cashman et Cashman, 2000 ; Kaproth et al., 2010) (Fig. 4.10). Une grande variabilité de la perméabilité des bandes de déformation est donc observée à faible enfouissement.

(2) Enfouissement entre 1 et 3 km : Les bandes formées à ces profondeurs d'enfouissement montrent des réductions de perméabilité de plus de 6 ordres de grandeur par rapport au grès hôte (Fig. 4.10). Moins d'amas de bandes et plus de bandes à surface de glissement et de failles sont observées pour ces profondeurs. Ceci suggère que de faibles enfouissements favorisent la formation d'amas de bandes alors que de plus grandes profondeurs conduisent plus facilement à la localisation des failles. On remarque aussi qu'à ces profondeurs, une plus grande proportion de bandes cimentées se développe par l'intermédiaire de processus diagénétiques tel que la pression-solution. Ce processus accentue la réduction de perméabilité à l'intérieur des bandes cataclastiques et permet la formation de structures très imperméables (Al-Hinai et al., 2008 ; Ballas et al., 2012) (Fig. 4.10). Notons enfin que pour ces profondeurs, un éventail plus large de perméabilité des grès hôtes est observé (Fig. 4.10).

(3) Enfouissement supérieur à 3 km : Peu de données sont disponibles sur les bandes de déformation se formant pour des profondeurs d'enfouissement supérieures à 3 km. La présence de quelques données suggère cependant que la déformation cataclastique est possible dans ce domaine, associée généralement à des processus de pression-solution-cimentation. Des réductions de perméabilités allant jusqu'à 4 ordres de grandeur sont observées dans certains amas de bandes cataclastiques (Fig. 4.10). Cependant, ces processus de cimentation œuvrent aussi dans l'encaissant, ce qui génère de plus faibles contrastes de perméabilité entre les bandes et le grès hôte (Fisher et Knipe, 2001) (Fig. 4.10).

L'enfouissement ne semble donc pas constituer un paramètre de contrôle influençant directement la perméabilité des bandes de déformation dans les grès poreux. Il semble en revanche, en mesure d'influencer le type de bande formé (bande de désagrégation ou bande cataclastique) ainsi que l'évolution des réseaux de bandes cataclastiques vers la formation d'amas de bandes ou la formation de failles. L'enfouissement permet en revanche, d'accentuer les réductions de perméabilité à l'intérieur des bandes cataclastiques par l'intermédiaire de la pression-solution. Ce

phénomène est particulièrement important pour des profondeurs d'enfouissement modérées (1 à 3 km) (Fig. 4.10). À plus grande profondeur, la cimentation de l'encaissant réduit généralement le contraste de perméabilité mesuré entre bande et grès hôte (Fig. 4.10).

4.2.5. Influence de la porosité, de la taille de grains et du tri

Ces données de perméabilité ont été triées en fonction de : (1) la porosité, (2) la granulométrie et (3) le tri des matériaux dans lesquels les bandes se forment (Figs. 4.11, 4.12 et 4.13).

(1) **Porosité** : Peu de bandes de déformation sont observées dans des grès de porosité inférieure à 10% (Fig. 4.11). Ceci s'explique par le fait que des fractures localisées sont généralement favorisées pour de telles valeurs de porosité. Les quelques cas répertoriés dans cette analyse proviennent, de plus, de sites où la porosité est réduite par une cimentation généralisée de l'encaissant, postérieure à la formation des bandes. Les grès de porosité inférieure à 10% ne constituent donc pas une condition favorable à la formation des bandes de déformation (e.g. Labaume et Moretti, 2005).

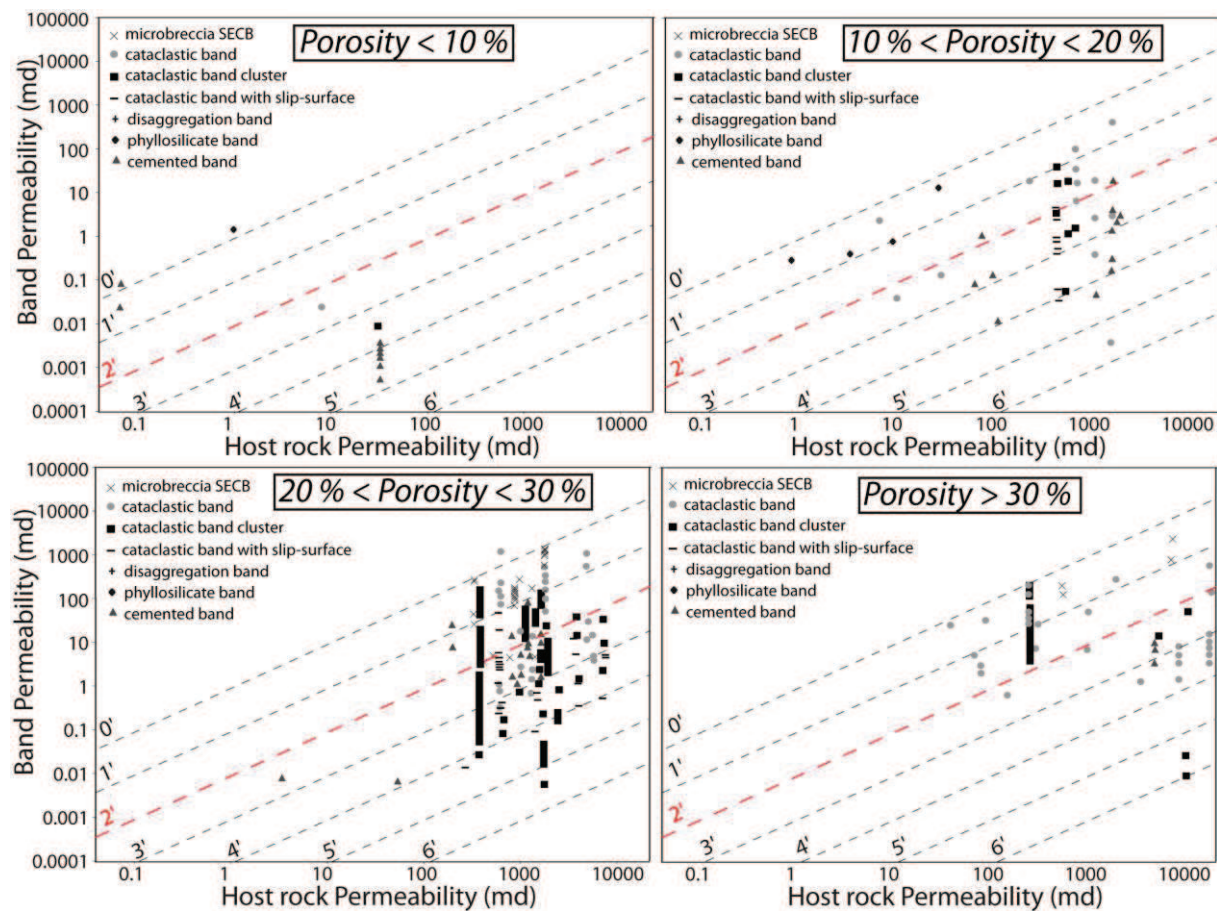


FIGURE 4.11 – Graphiques montrant la perméabilité des bandes de déformation par rapport à la perméabilité du grès hôte en fonction de la porosité du grès hôte.

FIGURE 4.11 – Graphs showing band permeability vs host sand permeability as a function of the porosity of host sand.

De fortes réductions de perméabilité sont ensuite observées quelque soit la porosité du grès hôte (supérieure à 10%) (Fig. 4.11). La porosité du grès hôte ne constitue donc pas un paramètre de contrôle influençant directement la perméabilité des bandes de déformation dans les grès poreux. Des bandes cataclastiques plus ou moins évoluées sont observées dans ces différents grès, à l'exception des SECBs qui semblent nécessiter des porosités supérieures à 20%, et des bandes à surface de glissement qui ne sont pas décrites dans des grès de plus de 30 % de porosité (Fig. 4.11). Notons qu'une très grande majorité des données de perméabilité proviennent de bandes cataclastiques formées dans des grès de porosité entre 15 % et 35 %. Ces porosités semblent donc être une condition favorable à la formation de bandes cataclastiques.

(2) **Granulométrie** : Une proportion plus importante de bandes très imperméables s'observe dans les grès grossiers par rapport aux grès fins (Fig. 4.12). En revanche, la plus forte réduction de perméabilité induite par une bande de déformation a été décrite dans un grès fin (Fig. 4.12). De plus, les différents types de bandes, comme les différents stades d'évolution des bandes cataclastiques s'observent quelque soit la granulométrie du grès hôte (Fig. 4.12). Ce paramètre ne semble donc pas clairement contrôler la perméabilité des bandes de déformation dans les grès poreux. On note tout de même que des amas de bandes cataclastiques sont plus fréquemment décrits dans les grès grossiers alors que les bandes à surface de glissement et les failles sont plus fréquentes dans les grès fins (Fig. 4.12). Ceci suggère une influence de la granulométrie sur le développement des bandes cataclastiques et peut expliquer la plus forte proportion de structures à forte réduction de perméabilité observée dans les grès grossiers. On remarque enfin, que des données plus nombreuses sont disponibles pour les bandes formées dans les grès grossiers. Ces matériaux semblent donc plutôt favorables à l'initiation des bandes cataclastiques.

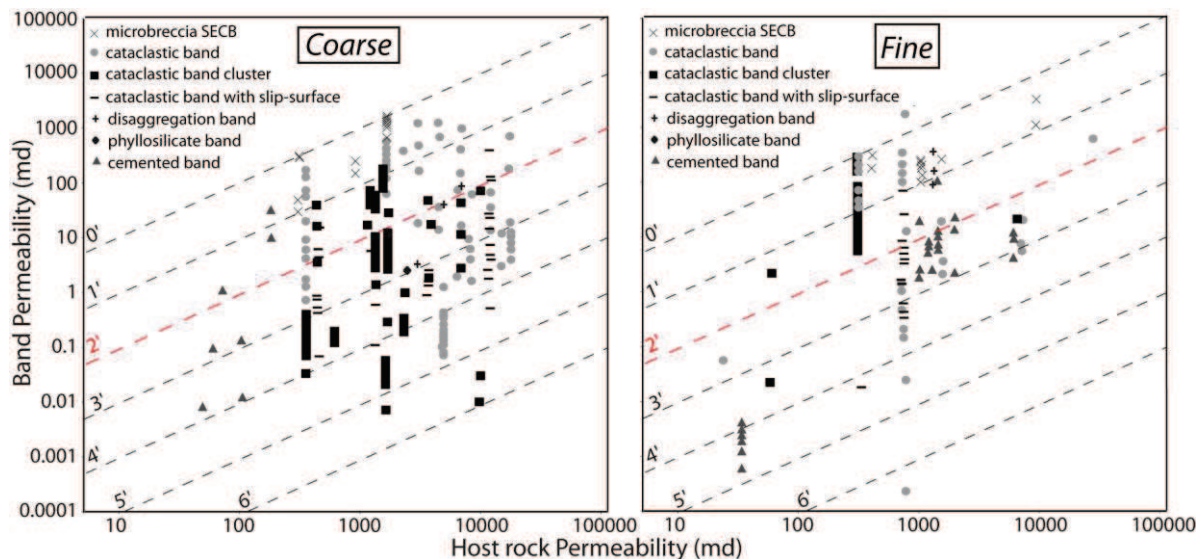


FIGURE 4.12 – Graphiques montrant la perméabilité des bandes de déformation par rapport à la perméabilité du grès hôte en fonction de la taille de grains du grès hôte.

FIGURE 4.12 – Graphs showing band permeability vs host sand permeability as a function of the grain size of host sand.

(3) **Tri** : Aucune conclusion ne peut être tirée de l'analyse du tri des matériaux de par le manque important de données disponibles pour les grès mal triés (Fig. 4.13) On notera uniquement que la plus grande proportion de données disponibles pour les grès bien triés suggère qu'un bon tri constitue des conditions favorables à l'initiation des bandes de déformation.

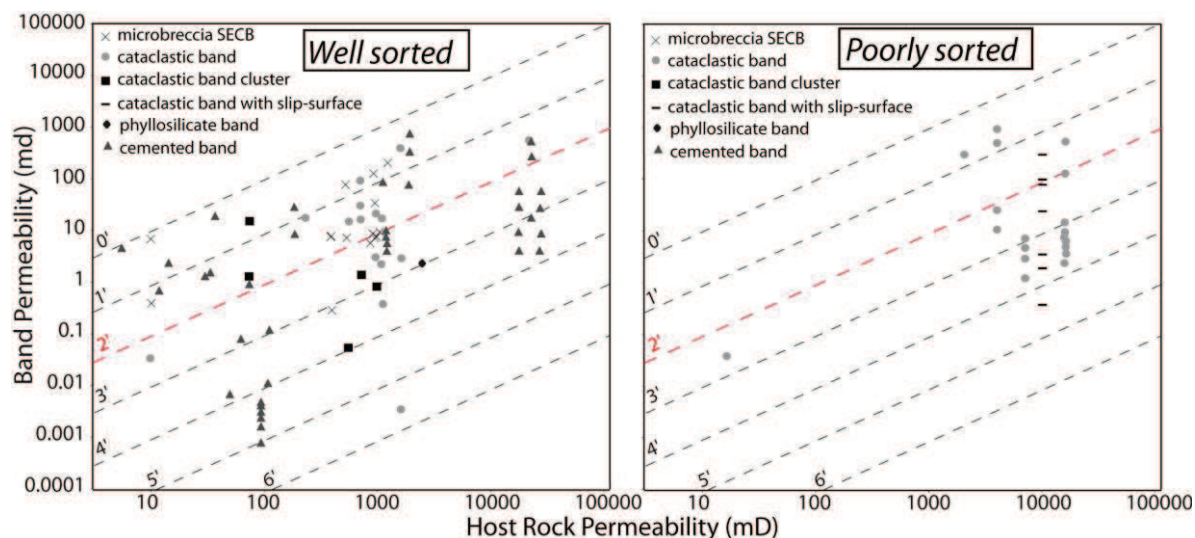


FIGURE 4.13 – Graphiques montrant la perméabilité des bandes de déformation par rapport à la perméabilité du grès hôte en fonction du tri du grès hôte.

FIGURE 4.13 – Graphs showing band permeability vs host sand permeability as a function of the sorting of host sand.

4.2.6. Discussion/Conclusions

Confirmation des paramètres contrôlant la perméabilité des bandes de déformation identifiées en Provence

Les plus fortes réductions de perméabilité sont généralement observées dans les amas de bandes fortement cataclastiques alors que les SECBs et les bandes protocataclastiques isolées sont plus perméables (Figs. 4.05 et 4.07). Ceci confirme l'influence de l'intensité de la cataclase sur la perméabilité des bandes cataclastiques et leur capacité à former des barrières aux circulations de fluides (note 1). Les réductions de perméabilité mesurées sur ces bandes sont d'autant plus importantes si des processus de pression-solution s'ajoutent à la cataclase (Fig. 4.06). Ceci confirme l'influence des processus-diagénétiques tels que la pression-solution du quartz sur la perméabilité des bandes cataclastiques (note 2).

Des bandes à fortes réductions de perméabilité sont généralement observées en régime normal et/ou dans les grandes zones de failles (Figs. 4.08 et 4.09). Des bandes plutôt modérément perméables s'observent en régime inverse et en dehors des zones de failles (Figs. 4.08 et 4.09). Ceci confirme l'influence majeure du régime tectonique et de la présence de grandes failles sur la formation de bandes cataclastiques imperméables pouvant affecter les circulations de fluides en milieu réservoir (note 3).

Des bandes à faibles et fortes réductions de perméabilité sont observées quelque soit la profondeur d'enfouissement (Fig. 4.10). Seul, ce paramètre ne semble donc pas en mesure de contrôler de façon systématique la perméabilité des bandes de déformation. Cependant, la perméabilité des bandes cataclastiques semble plus variable à faible profondeur. Ceci suggère que l'enfouissement, probablement par l'intermédiaire de la lithification et des processus de cimentation (e.g. note 4), peut influencer le type de bandes formées et l'évolution des réseaux. L'enfouissement constitue donc un paramètre pouvant contrôler indirectement la perméabilité des bandes de déformation dans les grès poreux.

Des bandes à faibles ou fortes réductions de perméabilité sont aussi observées quelque soit la porosité ou la granulométrie du grès hôte (Figs. 4.11 et 4.12). Des amas de bandes sont cependant plus fréquents dans les grès très poreux et grossiers alors que des structures localisées ; i.e. bandes à surface de glissement et failles, sont plus nombreuses dans les grès moins poreux et fins (Figs. 4.11 et 4.12). Porosité et granulométrie ne contrôlent donc pas directement la perméabilité des bandes de déformation dans les grès poreux. Ces paramètres semblent cependant avoir une certaine influence sur l'initiation et l'évolution des réseaux.

Validation du modèle structural, mécanique et pétrophysique établi

Dans notre modèle, la perméabilité des structures de déformation formées dépend de la zone de l'enveloppe de plasticité atteinte par le trajet des contraintes (voir Fig. 4.04). Si le sommet de l'enveloppe est atteint (partie linéaire ou partie cap), les structures formées induisent de fortes réductions de perméabilité (failles ou bandes cataclastiques). Si les parties médiane ou basale du cap est atteinte les structures formées induisent de faibles réductions de perméabilité. Enfin, si la partie linéaire médiane ou basale est atteinte, les structures formées induisent une augmentation de perméabilité.

L'influence du contexte tectonique, mise en évidence par cette synthèse de perméabilité, confirme la validité de ce modèle. Le sommet de la partie linéaire et du cap, favorisé en régime normal et probablement lors de la propagation des failles (Fig. 4.14a), correspond à la formation de bandes cataclastiques à fortes réductions de perméabilité (Figs. 4.08 et 4.09a-c). Les parties médianes ou basales du cap, favorisées en régime inverse (Fig. 4.14a), correspondent plutôt à la formation de bandes compactantes à faibles réductions de perméabilité (Figs. 4.08 et 4.09b). Enfin, la partie linéaire médiane ou basale, possiblement atteinte en régime normal, correspond à la formation de bandes de désagréation dilatantes induisant une augmentation de perméabilité (Fig. 4.08a).

L'influence non-systématique de l'enfouissement et des propriétés internes au matériau est aussi cohérente avec le modèle établi :

- L'enfouissement influe sur la position du point d'intersection entre l'enveloppe de plasticité et le trajet de contrainte. Ce paramètre peut donc potentiellement influencer la perméabilité des structures de déformation formées. En revanche, pour des différences de profondeurs inférieures à 500 m, l'enfouissement induit des variations de la position de ce

point d'intersection moins importantes que celles associées aux régimes normal et inverse (Figs. 4.14a et 4.14b). Ceci est une explication possible à l'absence de différence claire entre perméabilités observées dans des grès enfouis et non enfouis.

- Les caractéristiques internes au matériau (porosité, granulométrie) contrôlent la taille de l'enveloppe et sont donc susceptibles d'influencer le type et la perméabilité des structures formées. Des bandes plus ou moins compactantes et cisailantes peuvent se former sous les mêmes conditions de contraintes (même enfouissement et même régime tectonique) dans des grès de différentes porosités et granulométries (Fig. 4.14c). En revanche, comme ce qui a été observé pour l'enfouissement, ces paramètres ont moins d'influence sur la position du point d'intersection entre l'enveloppe et le trajet des contraintes que les différents régimes tectoniques (Fig. 4.14a). Le rôle de la porosité et de la granulométrie sur la perméabilité des structures de déformation formées dans les grès poreux apparaît donc de façon moins nette que pour les régimes normal et inverse.

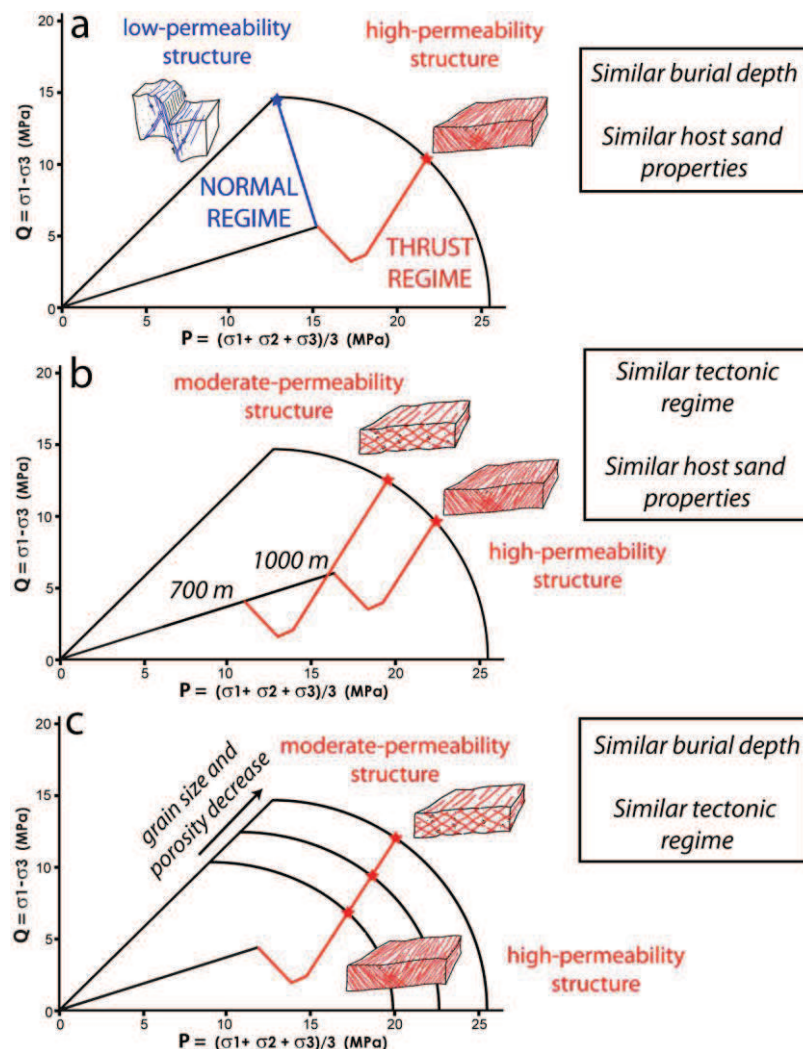


FIGURE 4.14 – Diagrammes $Q - P$ montrant l'influence du régime tectonique (a), de l'enfouissement (b) et des propriétés internes au matériau (porosité et granulométrie) (c) sur la zone de l'enveloppe atteinte par le trajet des contraintes et la perméabilité des structures formées.

FIGURE 4.14 – $Q - P$ diagrams showing the influence of tectonic regime (a), burial depth (b), and internal properties of material (c) on the position reached by stress path on yield envelope and permeability of deformation structures formed in porous sandstone.

4.3. Application des sites d'exploration/exploitation d'uranium

4.3.1. Kazakhstan

4.3.1.a. *Enjeux et problématique*

Les minéralisations uranifères du Kazakhstan se déposent dans plusieurs strates sableuses selon un processus de type « roll-front » (voir **Annexe B** pour plus de détail sur les modalités de formation des minéralisations d'uranium dans les réservoirs sablo-gréseux). Ce processus dépendant directement des circulations d'eaux oxydantes dans les milieux réservoirs, les structures sédimentaires (structures chenalisées, connexion entre les corps sableux...) comme tectoniques (plis, failles et fractures) sont susceptibles d'avoir un contrôle sur la localisation des minéralisations. Or, les différents fronts de minéralisation du Kazakhstan présentent des sinuosités selon plusieurs fréquences et différentes échelles d'observation (échelles du bassin, kilométrique et centaine de mètre). Cette sinuosité est parfois parallèle aux structures tectoniques, notamment les axes de plis ; suggérant un contrôle possible de ces structures sur les minéralisations (Fig. 4.15). Les structures contrôlant la géométrie des fronts restent cependant mal comprises et un contrôle d'éventuelles failles et bandes de déformation n'est pas à exclure dans ce bassin soumis à un épisode tectonique contractant majeur.

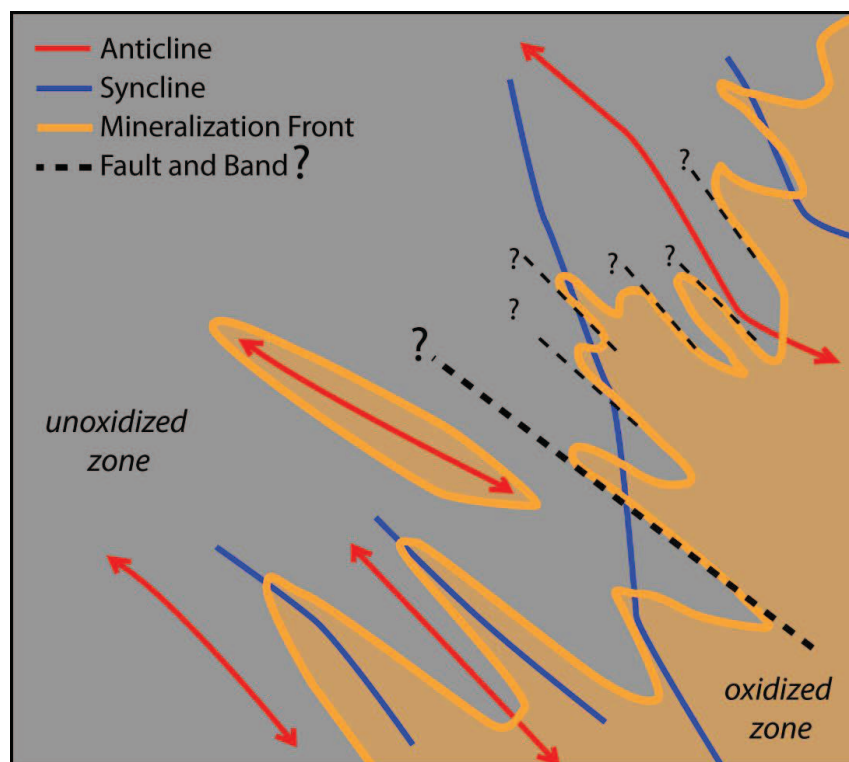


FIGURE 4.15 – Représentation schématique de l'interaction entre les structures tectoniques et la géométrie du front de minéralisation vue en carte (modifié d'après Benedicto, 2011).

FIGURE 4.15 – Scheme showing the interaction between tectonic structures and mineralized front geometry, map view (modified from Benedicto, 2011).

L'objectif est donc d'estimer le type de structures susceptibles de se former dans ce contexte géologique (enfouissement faible, régime inverse) et de confronter les résultats issus de l'application du modèle aux observations des carottes de sondages. Cette analyse devrait nous permettre d'estimer la présence d'éventuelles failles et ou bandes de déformation et de déterminer si la géométrie des fronts peut être influencée par la présence de ces structures tectoniques.

4.3.2.b. Contexte tectonique

La géologie structurale du bassin de Chu-sarysu est relativement analogue à celle de la phase contractante pyrénéenne en Provence, avec une déformation essentiellement plicative à l'avant d'un chevauchement majeur (Karatao) (Fig. 4.16). Les niveaux sableux contenant les minéralisations d'uranium font quelques dizaines de mètres d'épaisseur et sont déposés en alternance avec des niveaux argileux. Ces réservoirs sableux n'ont pas été enfouis à plus de 500 m et se trouvent actuellement assez proches de leur maximum d'enfouissement (entre 400 et 500 m). Les nombreuses similitudes entre Kazakhstan et Provence permettent une application directe du modèle élaboré à partir des résultats obtenus de l'analogie provençal.

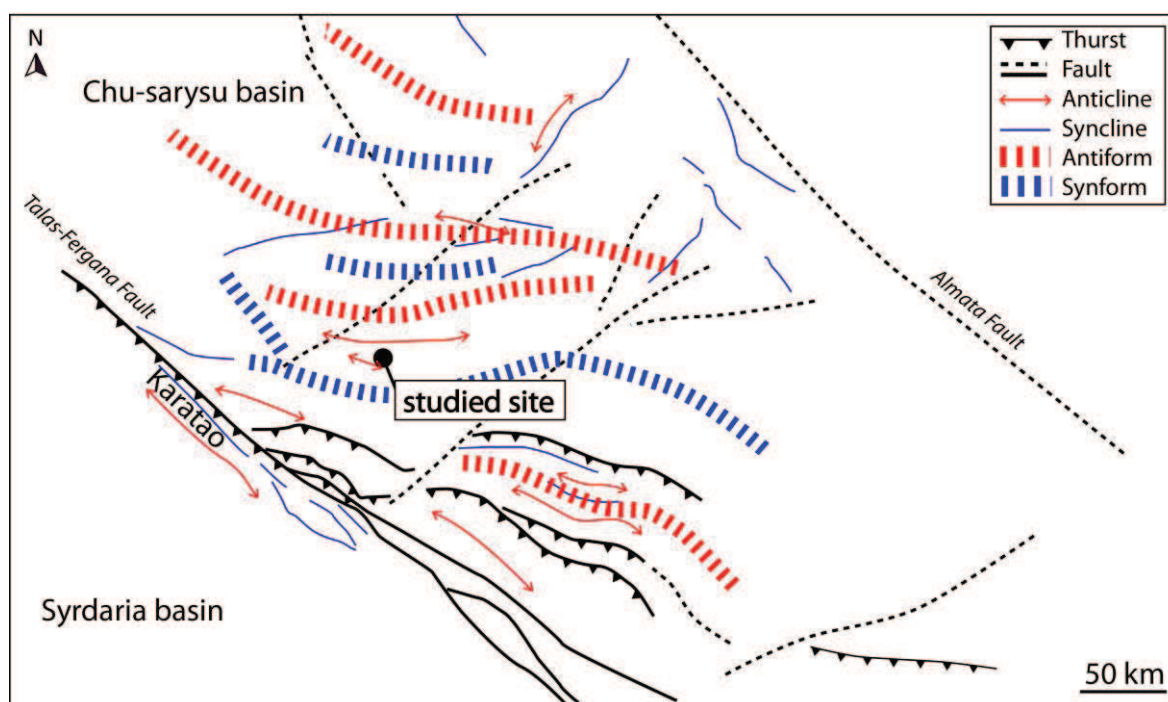


FIGURE 4.16 – Schéma structural du bassin de Chu-sarysu. (modifié d'après Benedicto, 2011).

FIGURE 4.16 – Structural scheme of the Chu-sarysu basin (modified from Benedicto, 2011).

L'analyse des carottes de sondage montre une faible déformation cassante de type fracture cisailante ou micro-faille (voir Benedicto 2011, BGM/DGS RT 11/063 pour plus de détail). Seules des failles inverses à faible pendage ($30^\circ - 40^\circ$) sont observées dans les niveaux argileux et de rares fois dans les sables (Fig. 4.17). Dans les niveaux sableux, ces failles montrent des plans de glissement simples (mono-planaire), parfois striés et sans déformation cataclastique significative.



FIGURE 4.17 – Exemples de failles observées sur des carottes de sondage. (a) Niveau argileux. (b) Niveau sableux (modified from Benedicto, 2011).

FIGURE 4.17 – Examples of faults observed in well cores. (a) Clay layer. (b) Sand layer (modified from Benedicto, 2011).

4.3.3.c. Données et résultats

Le modèle décrit dans la partie 4.1 a été appliqué au site du bloc 17Y pour lequel plusieurs forages avec échantillons monolithes ont été prélevés, nous donnant accès à la porosité et à la granulométrie des matériaux. Les forages 2056 et 2237 ont été choisis pour leur représentativité des grès/sables généralement observés dans ce bassin. Les forages 2104 et 2263 ont été choisis à cause de la présence de niveaux très grossiers dans leur composition. Certains niveaux sableux ont été sélectionnés au sein de ces forages afin de couvrir le maximum de variabilité granulométrique possible (voir Tableau 4.03). Les diamètres de grains moyens (D_{50}) et modaux (D_{modal}) le tri de ces grès ($Cu = D_{60}/D_{10}$) ont été calculés à partir des données granulométriques (Tableau 4.03).

Forage	Niveau	D_{50} (mm)	D_{modal} (mm)	Cu D_{60}/D_{10}	Porosité (%)
ME_KV_2056_1	1	0,17	0,15	2,5	41,64
	5	0,27	0,27	3,4	40,88
	6	0,21	0,20	3,2	40,95
	7	0,27	0,30	4,1	39,09
ME_KV_2104_1	4	0,21	0,18	3,5	39,33
	6	0,32	0,30	3,0	40,03
	7	0,53	0,50	2,2	38,66
ME_KV_2237_1	1	0,13	0,15	31,0	43,98
	3	0,17	0,23	41,4	36,47
	5	0,28	0,28	3,2	38,49
	10	0,32	0,30	3,2	39,71
ME_KV_2263_1	3	0,14	0,21	34,4	38,88
	4	0,10	0,10	26,0	41,56
	5	0,39	0,60	97,8	35,31

TABLEAU 4.03 – Caractéristiques des sables du Kazakhstan.

TABLE 4.03 – Characteristics of Kazakhstan sands.

Les enveloppes de plasticité de ces niveaux sableux ont été calculées à partir des porosités et des rayons de grains, médians pour les grès bien triés et modaux pour les grès mal triés (Tableau 4.03). Un coefficient de friction de 30° ; valeur standard pour des grès poreux ; a été utilisé pour le calcul de ces enveloppes (Fig. 4.18). Le trajet des contraintes a été estimé pour une compression horizontale simulant la phase contractante après un enfouissement de 400 m (Fig. 4.18). Un coefficient de pression des terres au repos (K_0) de 0.7 a été utilisé pour calculer ces trajets de contraintes (voir partie 3.2). Ne connaissant pas les valeurs maximales de contraintes atteintes lors du chargement tectonique, le trajet des contraintes sera représenté en pointillés. Nantons qu'aucune faille majeure pouvant perturber le trajet des contraintes n'est observée dans cette zone.

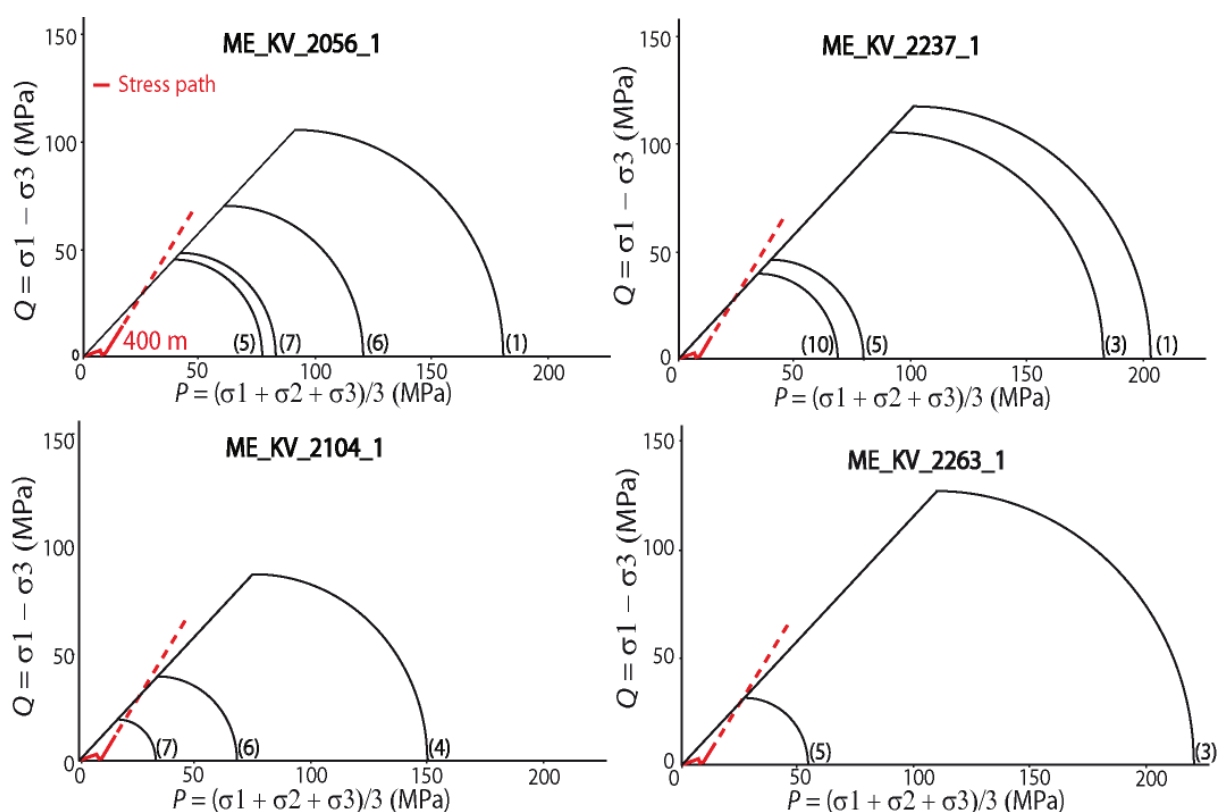


FIGURE 4.18 – Graphiques contrainte moyenne (p) vs déviateur de contrainte (q) montrant les enveloppes de rupture calculées pour les sables des forages 2056, 2237, 2104, et 2263.

FIGURE 4.18 – Graphs mean stress (p) vs deviatoric stress (q) showing the yield envelopes calculated from sand of wells 2056, 2237, 2014, and 2263.

Ces graphiques montrent que pour presque tous les niveaux de grès sélectionnés dans les différents forages étudiés, le trajet de contrainte atteint la partie linéaire des enveloppes (Fig. 4.18). Ceci suggère que sous ce régime de contrainte et pour ces enfouissements et matériaux, les structures susceptibles de se former seront de type « fragile ». La partie linéaire médiane de l'enveloppe étant la plupart du temps atteinte, la formation de failles inverses avec plan de glissement localisé et peu de déformation cataclastique peut être attendue dans cette zone d'étude. Seules les enveloppes de plasticité des niveaux grossiers des forages 2104 et 2263 sont respectivement atteintes au sommet du cap et de la partie linéaire (Fig. 4.18). Des bandes et des failles cataclastiques cisailantes pouvant induire de

fortes réductions de perméabilité sont donc susceptibles de se former dans ces niveaux sableux.

La grande majorité de ces résultats sont en adéquation avec les observations faites lors des missions de reconnaissance précédentes (Benedicto, 2011). En effet, les seules structures de déformation observées en forages sont des micro-failles inverses et peu cataclastiques, présentes dans les niveaux argileux mais aussi parfois dans les niveaux sableux (Fig. 4.17). Aucune bande de déformation cataclastiques n'a été observées en sondages, ce qui suggère: (1) soit que le modèle ne rend pas compte des conditions de déformation des niveaux 5 et 7, (2) soit que l'enfouissement lors de la déformation a été surestimé ou (3) soit que les contraintes associées au chargement tectonique n'ont pas atteint l'état correspondant à la formation des bandes dans les niveaux 7 du forage 2014 et 5 du forage 2263.

4.3.4.d. Conclusions

Les sables du Kazakhstan semblent généralement trop fins pour permettre l'initiation de réseaux de bandes de déformation cataclastiques, sous un régime tectonique inverse et de si faibles enfouissements. Aucune bande de déformation à forte réduction de perméabilité et pouvant potentiellement contrôler les circulations de fluides et les minéralisations n'est attendue sur ce site. Les résultats du modèle suggèrent la formation de petites failles inverses localisées et peu cataclastiques qui sont observées dans les carottes de sondages. Ces structures cisailantes et plutôt dilatantes sont susceptibles d'augmenter légèrement la perméabilité du réservoir et former ainsi des conduits d'écoulement préférentiel des fluides. Néanmoins, un contrôle important de ces structures sur les circulations de fluides et les minéralisations semble peu probable.

A noter qu'aucune structure majeure (chevauchement, faille héritée) ne recoupe le bassin dans le bloc 17Y et ne vient perturber le trajet des contraintes. Ceci pourrait en revanche être le cas au niveau des grands chevauchements (Karatao) au Sud-Ouest du bassin où la formation de structures plus cisailantes et localisées, par conséquent plus imperméables, sont à prévoir. Notons aussi que les très fortes porosités mesurées dans ces sables suggèrent qu'ils ne sont pas encore complètement lithifiés (ceci reste tout de même à être quantifié par une mesure de leur densité relative). Une déformation plus progressive, alternant entre réarrangement de grains et cataclase diffuse est probable. Cette déformation diffuse peut donc modifier progressivement l'enveloppe de plasticité de ces matériaux et retarder la formation de bandes cataclastiques.

La sinuosité des fronts de minéralisation observée sur le site 17Y ne semble donc pas contrôlée par la présence de failles ou de bandes de déformation dans les niveaux sableux.

4.3.2. Mongolie

4.3.2.a. Enjeux et problématique

Les minéralisations uranifères de Mongolie se déposent dans plusieurs niveaux sableux selon le même processus de type « roll-front » qu'au Kazakhstan. Ces minéralisations sont parfois observées le long de failles, par exemple sur le site d'Umnut (Fig. 4.19a). Ceci suggère que la présence des failles influence la localisation des minéralisations. Plusieurs campagnes de terrain révèlent la présence de réseaux de bandes de déformation dans ces mêmes matériaux (Benedicto 2008, Bellaid 2009, Gine 2010) (Fig. 4.19b). L'analyse de ces réseaux de bandes, de leur relation avec les failles et de leur contrôle potentiel sur les circulations de fluides semble donc nécessaire pour une meilleure compréhension de la localisation des minéralisations de cette zone d'étude.

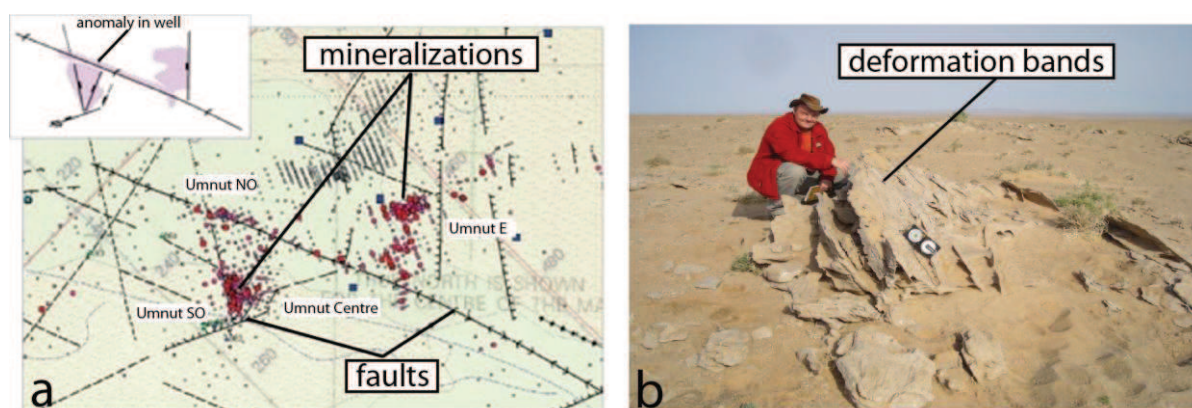


FIGURE 4.19 – (a) Carte montrant la concordance géographique entre les minéralisations et les failles sur le site d'Umnut. (b) Réseau de bandes de déformation observé en surface.

FIGURE 4.19 – (a) Map showing the geographical relationship between mineralizations and faults at Umnut. (b) Deformation band network observed in surface.

4.3.2.b. Contexte tectonique

Les bassins d'Unegt et de Zuunbayan sont séparés par le massif de Dulaan Uul et forment deux sous-bassins structurés par une activité tectonique polyphasée (Fig. 4.19). Une phase d'extension initiale orientée NW-SE structure ces bassins au Jurassique. Une phase de raccourcissement NW-SE réactive ces failles en jeu inverse au Crétacé moyen. Une seconde phase d'extension E-W à NW-SE s'opère au Crétacé Supérieur et permet le dépôt des unités sableuses contenant les minéralisations d'uranium. Enfin, une ultime phase de contraction N-S réactive et inverse ces structures au Tertiaire.

Ces bassins présentent donc de nombreuses failles néoformées ou réactivées lors des différents épisodes tectoniques. Ils montrent deux schémas structuraux distincts en adéquation avec ces différents épisodes, notamment les 2 épisodes extensifs (Fig. 4.20) :

- le sous-bassin d'Unegt est essentiellement traversé par des failles normales N-S,

- le sous-bassin de Zuunbayan est principalement structuré par des failles normales NE/SW ainsi que des plis aux abords de la grande zone de faille de Zuunbayan située au centre de la zone d'étude.

Des bandes de déformation ont été observées dans les deux sous-bassins. Ces bandes se présentent sous la forme de réseaux conjugués, apparaissant en relief à l'affleurement grâce à une résistance à l'érosion plus forte par rapport au grès non déformé (Fig. 4.21a).

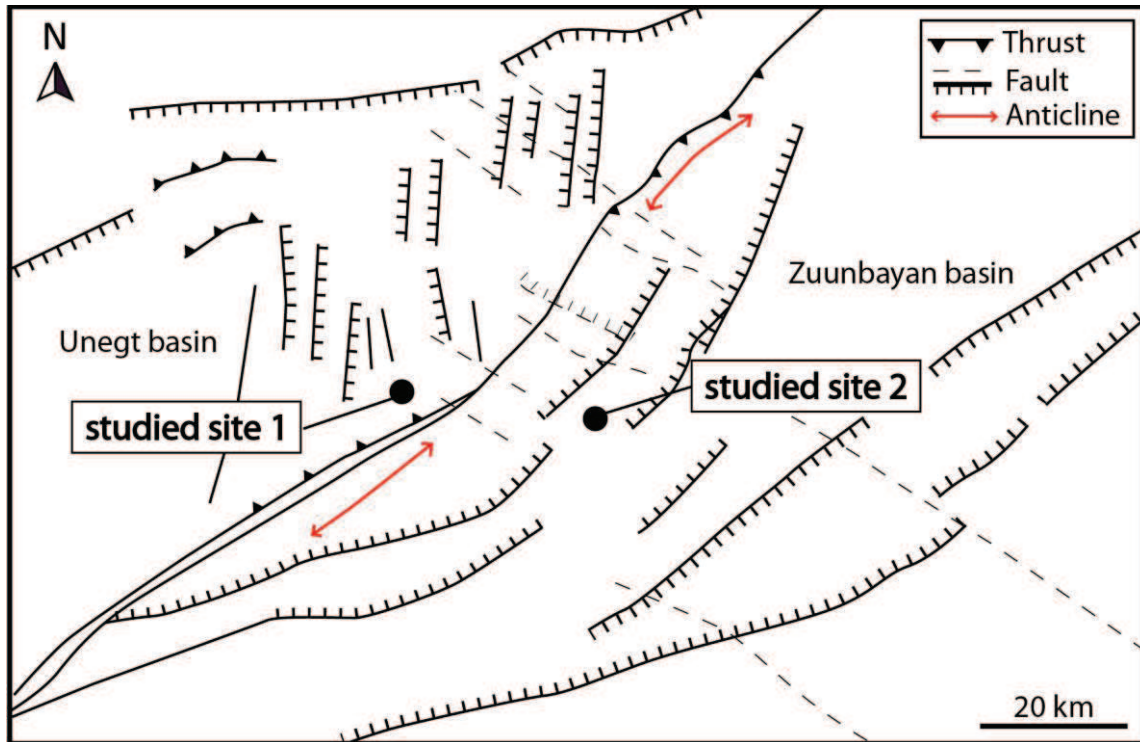


FIGURE 4.20 – Schéma structural des sous-bassins d'Unegt et de Zuunbayan (modifié d'après Gine, 2012).
FIGURE 4.20 – Structural scheme of the Unegt and Zuunbayan basins (modified from Gine, 2012).

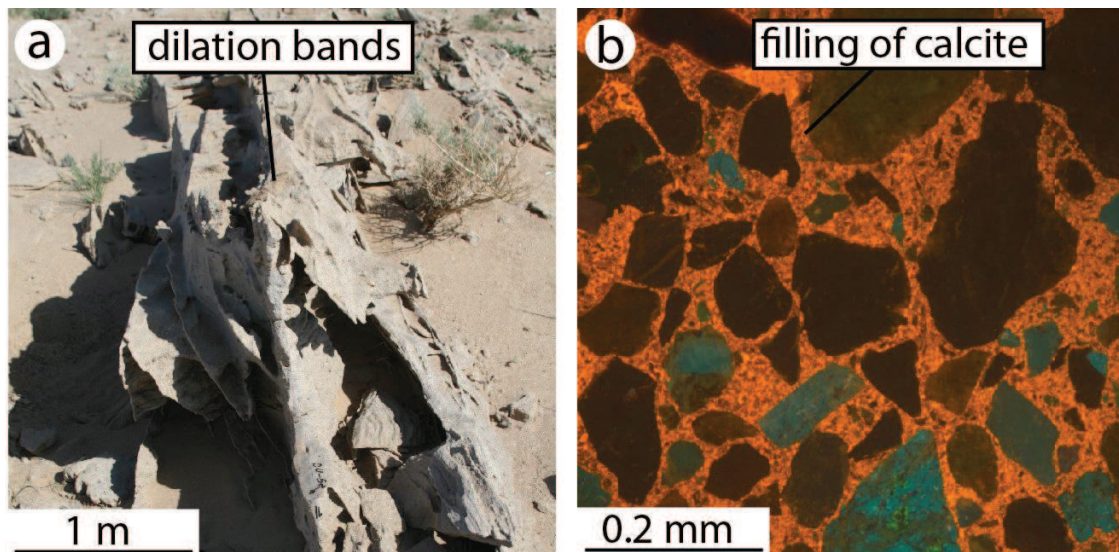


FIGURE 4.21 – (a) Réseau de bandes de déformation observé en surface. (b) Colmatage de calcite observé dans les bandes par cathodoluminescence (modifié d'après Gine, 2012)
FIGURE 4.21 – (a) Deformation bands network observed in surface. (b) Calcite sealing observed within the bands by cathodoluminescence mode (modified from Gine, 2012).

Ces bandes sont généralement orientées entre N°160E et N°35E et sont parfois recoupées par des fractures ouvertes de même orientation (Gine, 2010). Ces bandes sont peu, voire non cataclastiques et montrent une composante dilatante qui s'identifie par une augmentation de la porosité dans leur microstructure. Ces bandes sont la plupart du temps colmatées par des éléments argileux ou carbonatés qui induisent leur plus grande résistance à l'érosion (Fig. 4.21b). Ces bandes semblent donc constituées initialement des conduits de circulation préférentielle des fluides qui permettent la formation de ces minéraux (e.g. Exner et al., 2013) puis forment des bandes cimentées probablement moins perméables que l'encaissant. Notons qu'aucune de ces bandes de déformation n'a été observée sur carottes de sondages. Ceci peut s'expliquer par l'absence de colmatage, décrit ici comme un processus de surface et qui les rend visibles à l'affleurement.

Des tranchées ont aussi été réalisées afin d'analyser les zones de failles de ce bassin, notamment dans le sous-bassin d'Unegt. Ces failles normales de plusieurs mètres de rejet sont cataclastiques mais ne montrent pas d'amas de bandes très épais (Fig. 4.22). Ces failles sont fréquemment colmatées par des concrétions carbonatées. Quelques bandes de déformation cataclastiques à jeu normal se localisent autour du plan de glissement et constituent une zone d'endommagement d'environ 1 mètre d'épaisseur pour la faille d'Umnut (Gine, 2010) (Fig. 4.22).

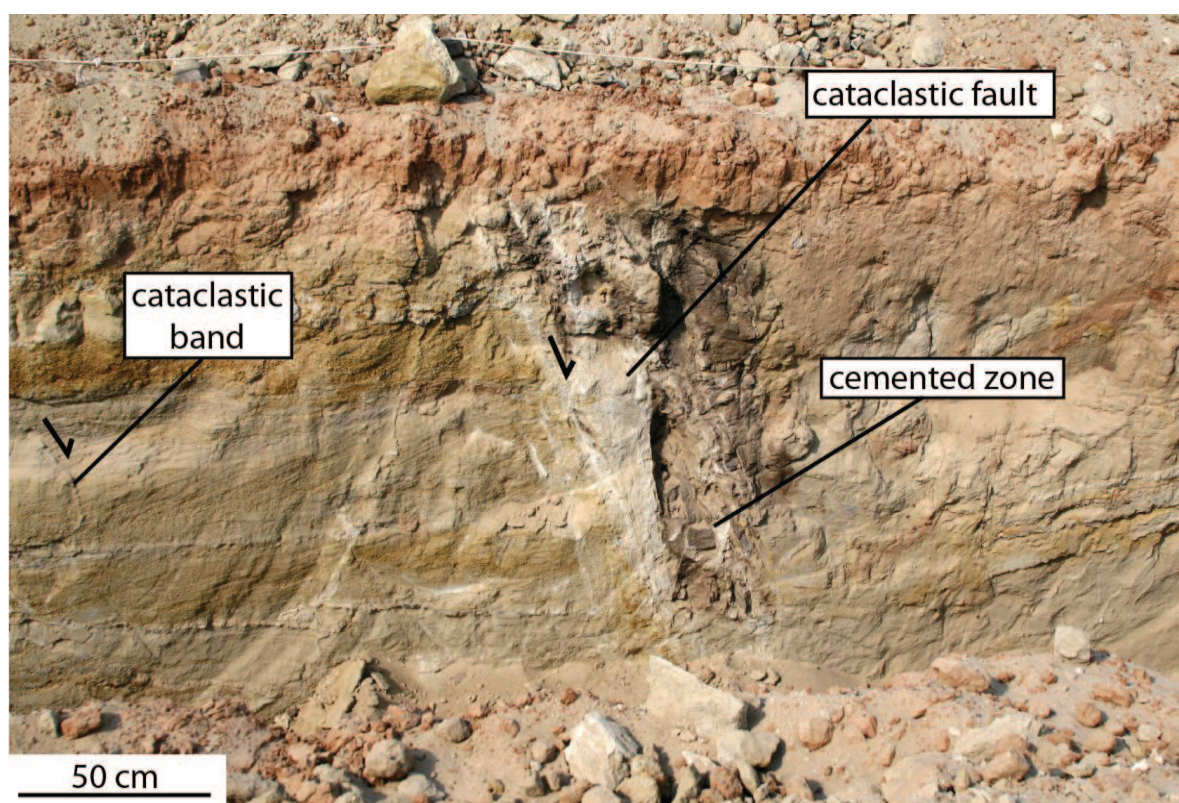


FIGURE 4.22 – Tranchée montrant une coupe de la faille normale cataclastique N170 d'Umnut. (modifié d'après Gine, 2010)

FIGURE 4.22 – Ditch showing a cross-section of a N170 normal fault at Umnut (modified from Gine, 2010).

4.3.2.c. Données et résultats

6 échantillons ont été prélevés sur le site de Dula dans le sous-bassin d'Unegt (forage DULA 1294, échantillonnage A. GINE) et 9 autres sur le site de Zoov dans le sous-bassin de Zuunbayan (forage ZOOV 1015-1, échantillons T. PONS). Ces échantillons ont été sélectionnés dans l'unité du Sainshand parmi différents niveaux sablo-gréseux afin d'être le plus représentatif possible en terme de granulométrie et de porosité. Leur porosité a été mesurée par porosimétrie mercure et leur distribution de tailles de grains par granulométrie laser, complétée par tamisage pour les classes de grains de diamètre supérieur à 1.5 mm (Tableau 4.04).

- Phase extensive Syn-Crétacé Supérieur:

L'enfouissement de ces niveaux sableux étant mal défini au moment du déclenchement de l'extension, plusieurs scénarii ont été simulés pour des enfouissements de (1) 400 m, (2) 1000 m, et (3) 1900 m (maximum d'enfouissement observé uniquement au centre du bassin) (Fig. 4.23). Un coefficient de pressions des terres au repos (K_0) de 0.7 a été utilisé pour calculer les trajets de contraintes. Ces trajets ont été estimés pour une décompression horizontale simulant la phase extensive après la phase initiale d'enfouissement (Fig. 4.24). Une phase extensive syn-sédimentaire (4) sera aussi discutée. Les enveloppes de plasticité de ces niveaux sableux ont été calculées à partir d'un coefficient de friction de 30°, des porosités et des rayons de grains médians ou modaux, choisis en fonction du tri mesuré dans ces matériaux et listés Tableau 4.04 (Fig. 4.24).

Forage	Niveau	D ₅₀ (mm)	D _{modal} (mm)	Cu D ₆₀ /D ₁₀	Porosité (%)
DULA_1294_1	1	0,23	0,22	5,9	33,6
	2	0,85	2,25	12,0	23,0
	3	0,43	0,47	4,5	33,8
	4	0,30	0,39	4,5	33,6
	5	1,26	1,80	5,3	18,3
	6	0,13	0,20	9,5	33,9
ZOOV_1015_1_50	39	0,73	1,80	4,7	30,6
	42	0,69	1,00	4,0	
	43	0,38	2,25	22,5	30,5
	45	0,19	0,22	5,0	36,0
	46	0,40	0,43	2,2	
	49	0,58	0,69	3,2	34,1
	52	0,84	2,25	34,8	25,6
	54	0,62	1,80	5,3	
	56	0,67	1,80	51,9	28,5

TABLEAU 4.04 – Caractéristiques des sables de Mongolie.

TABLE 4.04 – Characteristics of Mongolia sands.

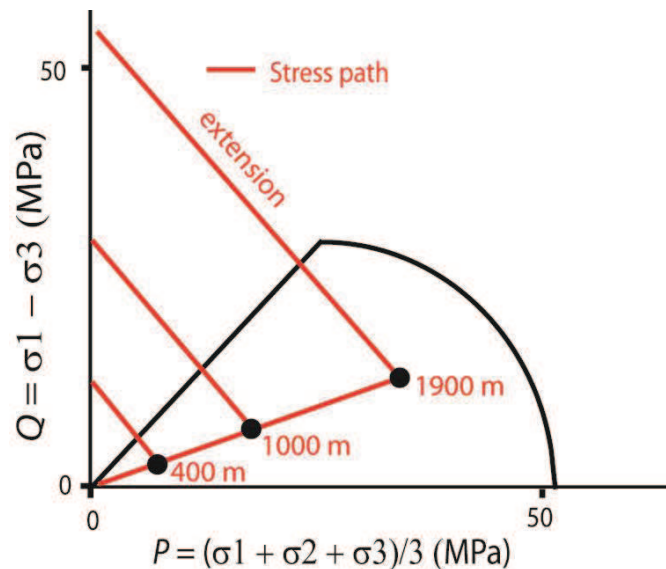


FIGURE 4.23 – Estimation des trajets de contrainte pour une phase d'extension suite à différentes profondeurs d'enfouissement.

FIGURE 4.23 – Estimation of stress path for extension for different burial depths.

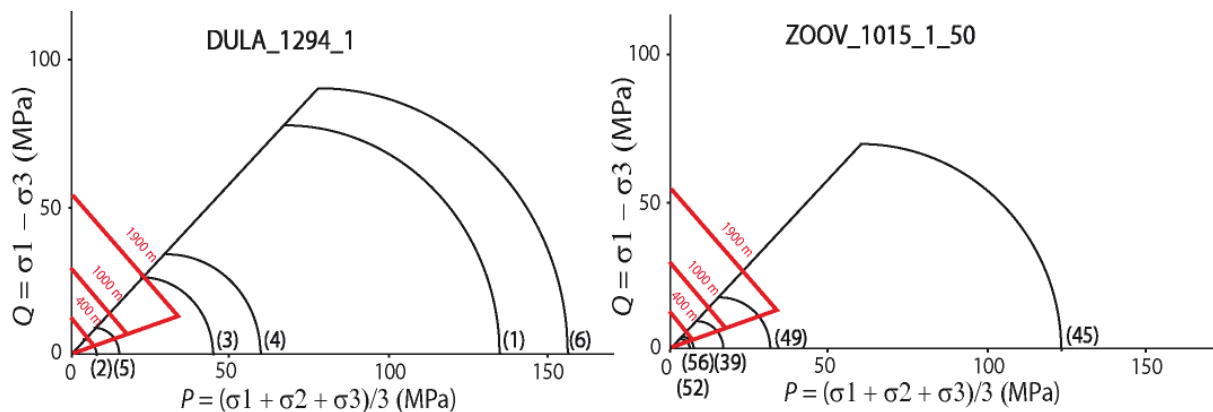


FIGURE 4.24 – Graphiques *contrainte moyenne (p) vs déviateur de contrainte (q)* montrant les enveloppes de plasticité calculées pour les sables des forages DULA 1294 et ZOOV 1015.

FIGURE 4.24 – Graphs *mean stress (p) vs deviatoric stress (q)* showing the yield envelopes calculated from sands of wells DULA 1294 and ZOOV 1015.

(1) **Pour 400 m d'enfouissement** : Les enveloppes de plasticité des niveaux les plus grossiers des deux sondages sont traversées par le trajet des contraintes lors de la phase d'enfouissement (Fig. 4.24). Ces niveaux devraient donc contenir des SECBs à jeu normal sans véritable influence sur les circulations de fluides (e.g. Aydin et Ahamadov, 2009). La partie linéaire des enveloppes de plasticité des niveaux plus fins est atteint lors du chargement tectonique (phase extensive) (Fig. 4.24). De façon générale, la formation de bandes de dilatance semble plus probable que celle de failles cataclastiques ; l'intersection entre trajet de contrainte et enveloppe de plasticité se faisant dans la partie linéaire basale ou médiane des enveloppes de plasticité. Ces bandes sont susceptibles de constituées des voies de circulations préférentielles pour les fluides. Ces structures ne semblent cependant pas en mesure d'affecter grandement les caractéristiques du réservoir, ni de contrôler le dépôt des roll-fronts d'uranium.

(2) **Pour 1000 m d'enfouissement** : Les enveloppes de plasticité de plusieurs niveaux sableux sont traversés par le trajet des contraintes lors de la phase d'enfouissement (Fig. 4.24). Des SECBs à jeu normales devraient donc se former dans ces matériaux. La partie fragile des enveloppes étant atteinte sur différentes positions, des bandes de dilatance et des failles cataclastiques devraient se développer dans les niveaux plus fins du site de DULA (Fig. 4.24). La formation de failles cataclastiques semble favorisée sur le site de ZOOV où la plupart des enveloppes sont atteintes dans leur partie linéaire sommitale (Fig. 4.24). Ces failles sont susceptibles de former des barrières limitant les circulations de fluides.

(3) **Pour 1900 m d'enfouissement** : La plupart des enveloppes de plasticité des niveaux sableux du sondage ZOOV sont atteintes lors de la phase d'enfouissement (Fig. 4.24). Ces niveaux devraient alors être traversés de SECBs sans contrôle possible de ces structures sur les circulations de fluides à l'intérieur du réservoir. Les structures de déformation attendues sur le site de DULA seront très proches de celles estimées pour 1000 m d'enfouissement.

(4) **Pour un enfouissement et une extension synchrones** : Les failles observées sur sites sont décrites comme réactivées ou néoformées pendant les dépôts du Crétacé Supérieur. Un déclenchement de la phase extensive pour des enfouissements faibles voire nuls est probable. Dans ce cas de figure, le trajet des contraintes traverse directement la partie fragile de l'enveloppe de plasticité, suggérant la formation de bandes dilatantes pouvant former des conduits de circulations préférentielles des fluides sans que ces structures n'affectent grandement les caractéristiques du réservoir. La réactivation et la propagation de failles préexistantes (héritées de l'extension Jurassique ?) sont en revanche susceptibles de former des bandes cisailantes et imperméables. L'influence de la propagation des failles sur les trajets de contraintes reste cependant à être quantifiée et modélisée afin de pouvoir véritablement estimer le rôle de ce processus sur les caractéristiques structurales et pétrophysiques des bandes de déformation susceptibles de se former dans les grès poreux.

- Phase contractante Tertiaire :

En ce qui concerne la phase de contraction tardive, il est difficile de connaître l'état des contraintes atteint à la fin de la phase extensive. Une incertitude importante est présente au sujet de la profondeur d'enfouissement des niveaux analysés et il est difficile de connaître à quel point l'épisode extensif a pu endommager le matériau. Une simulation du trajet de contrainte comme des enveloppes de plasticité semble donc peu adaptée pour ce cas de figure. En revanche, les analyses réalisées en Provence nous permettent tout de même de discuter des zones susceptibles de contenir des bandes de déformation et de leur rôle potentiel sur les circulations de fluides.

Comme observé en Provence, des amas de bandes cisailantes et cataclastiques peuvent se développer autour des grandes failles. Ceci pourrait être le cas autour de la zone centrale et du massif de Dulaan Uul où est répertoriée une grande zone de faille héritée et

polyphasée (Fig. 4.19). Des structures cisailantes et cataclastiques formant des barrières de perméabilité importantes et pouvant potentiellement contrôler les circulations de fluides sont donc susceptibles de se former dans cette partie de la zone d'étude. Non décrites lors des campagnes de prospection, la présence de ces structures reste néanmoins à être démontrée.

4.3.2.d. Conclusions

De nombreuses questions restent en suspens en ce qui concerne le rôle des structures de déformation sur les minéralisations d'uranium de Mongolie.

L'absence de SECBs à jeu normal, non-observées en sondage, suggère que ces réservoirs gréseux n'ont pas subi d'enfouissement important avant la phase d'extension. Le régime de contrainte (normal) ainsi que les caractéristiques intrinsèques des matériaux semblent favoriser la formation de structures fragiles comme des bandes de dilatances et des failles cataclastiques à jeu normal. Le comportement de ces structures vis-à-vis des circulations de fluides n'étant pas parfaitement contraint dans notre modèle, aucune conclusion définitive ne pourra être prononcée sans plus d'investigations sur les caractéristiques intrinsèques de ces bandes et de ces zones de failles (intensité de la cataclase, présence d'argile, zone de cimentation préférentielle, critères de réactivation, orientation...). Un contrôle important de ces structures sur les circulations de fluides comme sur la localisation des minéralisations n'est donc pas à exclure, d'autant plus si des processus de cimentation s'ajoutent aux éventuels processus cataclastiques ou si des failles héritées de l'extension Jurassique sont réactivées et se propagent dans les niveaux réservoirs.

La présence de réseaux de bandes de dilatantes semble cohérente avec les résultats du modèle. Ces structures ne semblent cependant pas en mesure d'influencer la localisation des minéralisations pour deux raisons principales : (1) soit parce que ces bandes constituent de petites voies de circulations préférentielles des fluides qui ne sont significatives par rapport à la formation du front de minéralisation ; (2) soient parce qu'elles sont cimentées uniquement en surface et ont donc un potentiel de barrière de perméabilité très limité spatialement.

4.4. Synthèse

Ce chapitre nous a permis de mettre en place et de valider un modèle structural, mécanique et pétrophysique de la localisation de la déformation dans les grès poreux. Ce modèle permet notamment d'estimer le rôle des bandes de déformation sur les circulations de fluides dans les réservoirs.

Ce modèle a été **calibré** à partir des données de perméabilité mesurées sur les bandes cataclastiques de Provence et des résultats du modèle mécanique de localisation établie dans le chapitre 3. Cette calibration a notamment permis de mettre en évidence **un seuil de Q/P** égale à **0.8** sur la partie cap des enveloppes de plasticité, entre les bandes pouvant potentiellement affecter les circulations de fluides en milieu réservoir ($Q/P > 0.8$) et celles n'ayant aucun effet ($Q/P < 0.8$) (Fig. 4.04). Aucun seuil n'a en revanche pu être établi sur la partie linéaire des enveloppes entre les structures limitant les fluides (failles cataclastiques) et celles pouvant les conduire (bandes de dilatance). Nous considérons donc, sous réserves d'analyses plus détaillées de cette partie des enveloppes, que des bandes de dilatance pouvant conduire les fluides se forment dans la partie linéaire basse ou médiane alors que des failles cataclastiques susceptibles de former des pièges à fluides se forment au sommet de cette partie linéaire.

La **synthèse des données de perméabilité** confirme tout d'abord le rôle du type de bandes, de l'évolution macrostructurale et microstructurale des bandes cataclastiques et des processus diagénétiques sur les valeurs de perméabilité des structures de déformation formées dans les grès poreux. L'influence majeure du **régime tectonique** et de la présence de **grandes failles** sur la formation de structures très imperméables a aussi pu être à nouveau soulignée pour une plus grande échelle d'analyse. En revanche, cette analyse montre que l'**enfouissement** ainsi que les **caractéristiques internes au matériau** (porosité et granulométrie) ne contrôlent pas directement la perméabilité des bandes de déformation. Ces paramètres sont cependant susceptibles d'influencer le type de bandes formées et l'évolution des réseaux et constituent donc des facteurs de contrôle secondaires sur la perméabilité des bandes de déformation dans les grès poreux. Cette synthèse confirme l'influence respective de ces différents paramètres de contrôle et permet de valider le modèle structural, mécanique et pétrophysique établi dans la section précédente.

Ce modèle a ensuite été **appliqué** sur deux sites d'exploration/exploitation d'uranium :

(1) **Kazakhstan** : Les résultats de l'application du modèle sont en adéquation avec les observations de terrain et de sondage. La formation de failles localisées et peu cataclastiques est attendue et observée alors qu'aucune structure majeure, pouvant avoir un impact sur les minéralisations d'uranium n'est susceptible de se former sur ce site. Ceci **valide l'applicabilité du modèle** sur un cas réel d'exploitation des ressources en réservoirs gréseux poreux.

(2) **Mongolie** : L'application du modèle suggère la formation de bandes de dilatance et de failles cataclastiques pouvant potentiellement avoir un rôle sur les minéralisations (drains ou barrières). Ces structures ont été observées sur site et valident donc les résultats du modèle. En revanche, aucune conclusion définitive ne peut être tirée vis-à-vis du rôle de ces structures sur les minéralisations d'uranium sans une meilleure quantification des profondeurs d'enfouissement et du rôle de l'héritage structural. Cette application souligne les **limites actuelles du modèle**, en particulier en ce qui concerne la déformation qui s'opère sur la partie linéaire des enveloppes de plasticité et le rôle de la réactivation des grandes failles sur les propriétés des bandes de déformation formées.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Conclusions Générales

Principaux résultats

Ce travail de thèse a permis de mettre en évidence les **processus permettant aux bandes de déformation de former des barrières de perméabilité et de limiter les circulations de fluides** en milieu réservoir, d'identifier les **paramètres contrôlant** la distribution et les caractéristiques structurales et pétrophysiques des bandes cataclastiques, de **modéliser mécaniquement** l'influence de ces différents paramètres de contrôle et d'élaborer une **modèle structural, mécanique et pétrophysique** permettant d'estimer le rôle de ces structures de déformation sur la migration ou le piégeage des fluides dans les réservoirs gréseux poreux.

Processus contrôlant l'influence des bandes de déformation sur les circulations de fluides dans les grès poreux

L'influence de **l'intensité de la cataclase** à l'intérieur des bandes cataclastiques a notamment été révélée par l'analyse des bandes cisailantes à jeu normal de la carrière de Boncavaï (voir note 1). Cette analyse montre en effet, que seules les bandes contenant des cataclasites, i.e. microstructures contenant plus de 23 % de matrice cataclastique, limitent les marqueurs de circulations de fluides à l'affleurement. Des seuils de porosité et de perméabilité équivalents respectivement à des réductions de plus de 10 % et de plus de 2 ordres de grandeur par rapport au grès hôte, ont pu être établis entre bandes pouvant limiter les fluides vadoses/phréatiques de celles n'ayant aucun contrôle. Ce seuil de perméabilité a ensuite été validé à partir des nombreuses mesures et observations réalisées sur les réseaux de bandes cataclastiques de Provence. Ce seuil a aussi pu être confirmé par la synthèse de perméabilité réalisée à partir des données provenant de la littérature.

Le **rôle de la pression-solution du quartz**, a ensuite pu être souligné à partir de l'analyse des shear-enhanced compaction bands (SECBs) de Provence et du parc de Valley of Fire (USA) (voir note 2). Les SECBs de Provence ne sont pas cimentées et n'ont aucun impact sur les circulations de fluides alors que les SECBs des Etats-Unis montrent de la pression-solution et limitent les marqueurs de fluides à l'affleurement. La quantification de leur propriétés pétrophysiques confirme que seules les SECBs cimentées montrent plus de 2 ordres de grandeur de réduction de perméabilité par rapport au grès hôte. Ceci permet de confirmer le seuil de perméabilité établi dans l'analyse précédente (analyse des bandes cisailantes à jeu normal de la carrière de Boncavaï, voir note 1). L'influence de la pression-solution sur la perméabilité des bandes cataclastiques a aussi pu être confirmée par la collection des données de perméabilité issues de la synthèse bibliographique.

Paramètres contrôlant la distribution et les caractéristiques des bandes de déformation dans les grès poreux

L'analyse régionale des bandes de déformation de Provence souligne l'influence majeure du **régime tectonique** sur la localisation, la distribution et les propriétés pétrophysiques des bandes cataclastiques (voir note 3). Le régime normal (contexte extensif) semble favoriser la localisation de bandes cataclastiques et cisailantes à fortes réductions de perméabilité autour de zones de failles. Le régime inverse (contexte contractant) induit une distribution des réseaux de bandes cataclastiques et compactantes à réductions de perméabilité modérées dans toute la région d'étude. En revanche, des bandes cataclastiques, à jeu inverse et très imperméables sont observées proches du chevauchement de Roquemaure. Ceci suggère l'importance de la **présence de grandes failles** sur la formation et la localisation de barrières d'étanchéité, y compris en régime inverse.

Le rôle de l'**enfouissement** sur les caractéristiques des bandes de déformation a pu être approché par l'analyse des SECBs (voir note 2). Ces bandes à cataclase de faible intensité (crush microbreccia) se forment en Provence pour des enfouissements inférieurs à 500 m. Cependant, d'autres bandes montrant d'intenses cataclases (bandes cisailantes) se forment aussi en Provence pour des profondeurs similaires aux SECBs. Ceci suggère que l'enfouissement n'a pas d'influence directe sur l'intensité de la cataclase et donc sur la perméabilité des bandes de déformation. En revanche, le déclenchement de la pression-solution peut permettre aux bandes cataclastiques de limiter les circulations de fluides vadoses-phréatiques à plus grandes profondeurs (environ 1 km). Ceci confirme le rôle de l'enfouissement sur les propriétés pétrophysiques des bandes de déformation, notamment des bandes cataclastiques, par l'intermédiaire des processus diagénétiques.

L'analyse des **caractéristiques internes au matériau (porosité, taille de grain, tri, lithification)** montre que ces paramètres peuvent contrôler l'initiation des bandes cataclastiques dans les réservoirs gréseux poreux, notamment en régime inverse. Les observations de terrain montrent que les niveaux grossiers contiennent généralement des réseaux de bandes alors que les niveaux fins ou argileux présentent peu, voire pas de bandes (voir note 2). Les réseaux les plus distribués sont aussi observés dans les niveaux les plus grossiers alors que des bandes plus espacées sont généralement observées dans les niveaux fins. Ceci montre que la granulométrie peut aussi influencer la distribution de ces réseaux de bandes. Les niveaux mal triés ou peu lithifiés semblent aussi propices à la localisation des bandes. Ceci a été vérifié par comparaison entre observations de terrain (carrière de Boncavai) et essais triaxiaux en laboratoire (voir note 4).

Mécanique de la localisation de la déformation dans les grès poreux ; estimation des propriétés structurales des bandes de déformation

Les **enveloppes de plasticité** des grès poreux peuvent-être estimées à partir d'une solution empirique pour laquelle la porosité et la granulométrie du grès hôte doivent être connues. L'enveloppe de plasticité du grès de la carrière de l'Étang, quantifiée en presse triaxiale, **confirme la forme** de ces enveloppes pour les matériaux de Provence. En revanche, les essais triaxiaux réalisés sur les sables de Boncavaï montrent que **l'état de compaction influence l'enveloppe** de plasticité de ces matériaux à faibles profondeurs ; la dimension de l'enveloppe calculée peut par exemple être surestimée par l'utilisation de la solution empirique si le sable était moins compacté qu'à l'état actuel au moment de la déformation (voir note 4). Des précautions sont donc à prendre en cas d'analyse de la déformation pour des grès peu enfouis.

Les **trajets de contraintes** peuvent être estimés pour les phases d'enfouissement et de chargement tectonique. Le coefficient de pression des terres au repos K_0 a été défini par des données de sondages et estimé à **0.7**. Le trajet des contraintes associé à la phase d'**enfouissement** (σ_1 verticale) a pu être calculé à partir de ce K_0 . Ce même rapport a été utilisé pour simuler la phase de chargement tectonique associé à un **épisode contractant** (régime inverse, σ_T horizontale) qui montre deux points de permutation dans son évolution avant d'aboutir au véritable régime inverse (σ_1 horizontale) (voir note 5). Enfin, le trajet des contraintes associé à un **épisode extensif** (régime normal, σ_1 verticale) a été estimé pour une traction réduisant la contrainte mineure σ_3 (σ_T horizontal et négatif).

Enveloppes de plasticité et trajets de contraintes ont ensuite été intégrés à un **modèle mécanique** de localisation de la déformation dans les grès poreux (voir note 5). Ce modèle permet d'estimer les **caractéristiques structurales et microstructurales** des bandes de déformation susceptibles de se former dans un contexte donné à partir de la position du point d'intersection entre le trajet de contraintes et l'enveloppe de plasticité du matériau. Ce modèle a été calibré à partir des observations de terrain effectuées sur trois réseaux de bandes cataclastiques de Provence associés à deux régimes tectoniques différents (normal et inverse) et formées dans deux grès différents (carrières de l'Étang et de Boncavaï).

Modèle structural, mécanique et pétrophysique de la localisation de la déformation dans les grès poreux et applications

La calibration du **modèle mécanique** par les **propriétés pétrophysiques** des bandes mesurées en Provence permet de fixer un seuil de **Q/P de 0.8** sur la partie cap des enveloppes, entre les bandes susceptibles d'affecter les circulations de fluides en milieu réservoir ($Q/P > 0.8$) et celles n'ayant aucun effet ($Q/P < 0.8$). Ce modèle permet donc d'estimer les propriétés structurales et pétrophysiques des bandes de déformation

susceptibles de se former dans contexte donné (caractéristiques du grès hôte, enfouissement, régime tectonique) et d'avoir une idée de leur rôle potentiel sur les circulations de fluides en milieu réservoir.

La confrontation de ce modèle à une **synthèse des données de perméabilité** provenant des bandes de déformation décrites à travers le monde **confirme** les résultats décrits dans ce travail de thèse. L'influence du type de bandes et de l'évolution des bandes cataclastiques sur leur perméabilité ainsi que du régime tectonique et de la présence de grandes failles sur la formation de structures très imperméables a aussi pu être soulignée à nouveau sur une plus grande base de données. Cette analyse confirme aussi que l'enfouissement ainsi que les caractéristiques internes au matériau ne contrôlent pas directement la perméabilité des bandes de déformation mais sont susceptibles d'influencer le type de bandes formées ainsi que l'évolution des réseaux de bandes cataclastiques.

L'**application** de ce modèle au site d'exploration d'uranium du Kazakhstan **confirme** l'applicabilité de ce modèle dans des contextes tectoniques relativement simples et bien contrôlés. Aucune bande de déformation pouvant avoir un impact sur les minéralisations d'uranium, semble susceptible de pouvoir se former sur ce site comme le suggère les observations en sondage. Pour le cas de Mongolie, bien que cohérentes avec les observations de terrain, les estimations du modèle ne permettent pas de tirer des conclusions certaines sur le rôle des structures de déformation sur les fluides minéralisants. Cette application souligne les **limites du modèle**, en particulier en ce qui concerne la partie linéaire des enveloppes de plasticité et le rôle de la réactivation des grandes failles sur les propriétés des bandes de déformation formées.

Perspectives de recherche

Partie linéaire des enveloppes de plasticité

Dans cette étude, peu de travaux ont été consacrés à l'analyse de la déformation induite sur la partie linéaire des enveloppes de plasticité, en partie à cause du manque d'affleurements disponibles en Provence pour décrire ce type de structures. Une analyse plus détaillée des failles et des bandes de dilatance, de leur mode de formation et de leurs caractéristiques structurales et pétrophysiques semble particulièrement importante dans l'objectif d'une meilleure estimation du rôle de la déformation sur les circulations de fluides dans les réservoirs gréseux poreux.

Les propriétés structurales et pétrophysiques des structures de déformation formées sur la partie linéaire des enveloppes restent donc un point essentiellement à apporter au modèle développé dans ce travail de thèse.

Evolution des bandes de déformation aux failles

Le modèle établi par Aydin en 1978 suggère que la formation d'une faille s'opère par le développement d'une surface de glissement à l'intérieur d'amas de bandes de plus en plus cataclastiques. Il semble cependant, que ceci ne soit pas systématique et que cette surface de glissement s'initie plutôt en bordure des amas. L'analyse d'un affleurement montrant l'évolution d'un réseau de bandes cataclastiques à jeu normal vers la localisation de failles est en cours dans la carrière de Boncavaï. Cet affleurement montre la formation d'amas de bandes de plus en plus cataclastiques et de failles localisées à l'intérieur d'un petit graben (Fig. 5.01). Une modélisation numérique, similaire à celles réalisées pour caractériser l'influence de l'élasticité des couches sur la symétrie des réseaux de bandes conjuguées de Provence (voir note 6 en **Annexe C**) et aussi en projet dans cette analyse de la formation des failles dans les grès poreux.

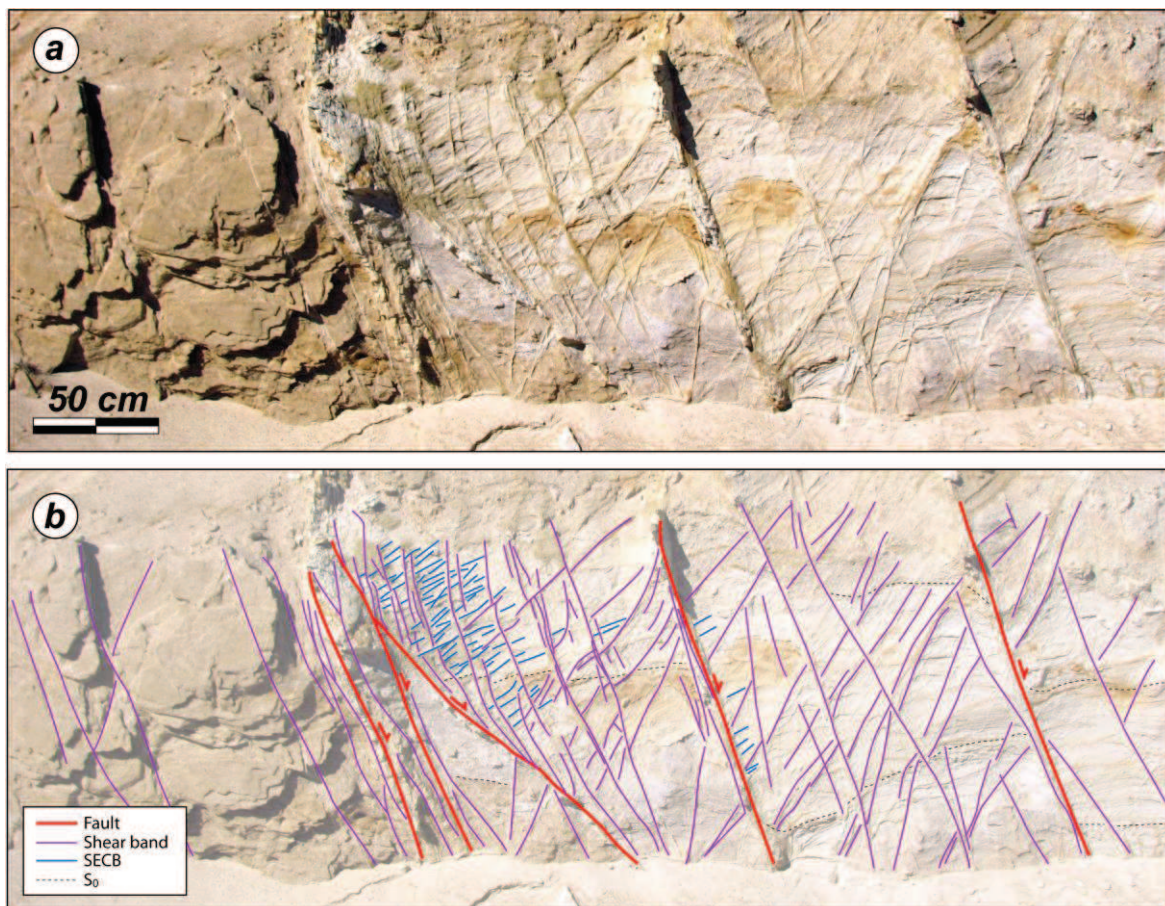


FIGURE 5.01 – Graben montrant l'évolution d'un réseau de bandes cataclastiques vers la localisation des failles dans la carrière de Boncavaï.

FIGURE 5.01 – Graben showing the evolution of a normal-sense shear band network to the localization of faults in the Boncavaï quarry.

Influence de la réactivation sur l'architecture des zones de failles

Les observations réalisées en Provence suggèrent que l'architecture des zones de failles dans les grès poreux peut dépendre de leur zone d'initiation : à l'intérieur du réservoir gréseux ou propagée depuis un niveau extérieur (voir note 3). Les failles qui semblent s'initier dans les niveaux gréseux sont en effet, peu cataclastiques et ne comportent pas d'amas de bandes majeurs dans leur zone de dommage (Fig. 5.02a). Celles qui semblent propagées ou réactivées depuis des niveaux stratigraphiques extérieurs au niveau gréseux, montrent une architecture très complexe avec de nombreux amas de bandes (Fig. 5.02b).

Ceci suggère une influence majeure de la localisation de l'initiation des failles dans les réservoirs multicouches, sur les caractéristiques des zones de failles dans les grès et les sables, et notamment sur leur capacité à contrôler les circulations de fluides en contexte réservoir. Il semble donc intéressant d'analyser plus en détail cet aspect potentiellement majeur dans l'optique d'une meilleure estimation du rôle des structures de déformation sur les circulations de fluides en milieu réservoir. Un site d'étude plus adapté que la Provence, où peut de structures de ce type sont observées, semble en revanche nécessaire.

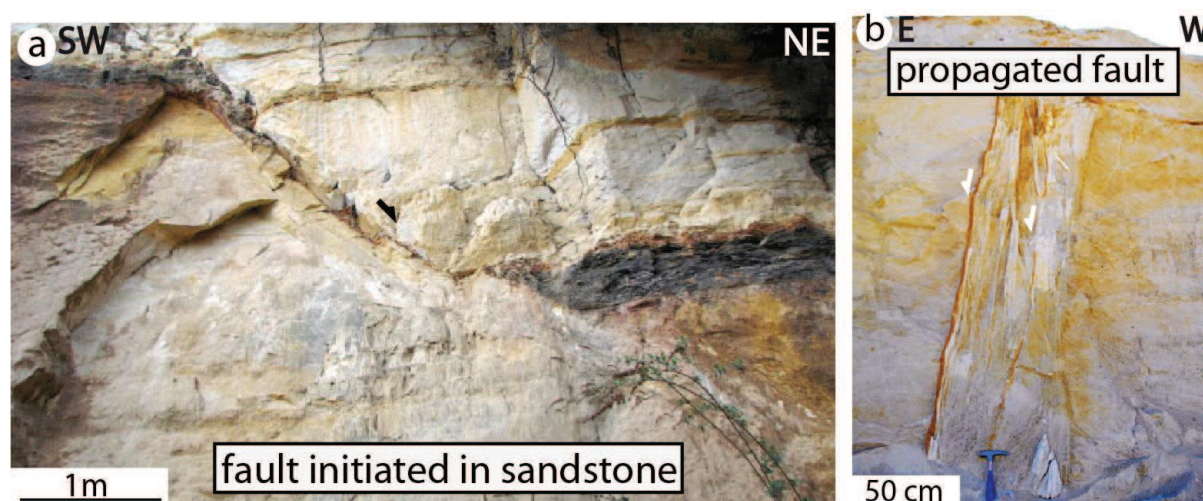


FIGURE 5.02 – (a) Faille peu cataclastique s'initiant probablement dans le niveau sableux. (b) Faille cataclastique à architecture complexe propagée probablement depuis un strate sédimentaire externe au niveau de grès.

FIGURE 5.02 – (a) Low-cataclastic fault probably initiated in sandstone layer. (b) Cataclastic fault showing a complex architecture probably propagated from another sedimentary unit than sandstone layer.

Références

A

- Ackermann, R.V., Schlische, R.W., 1997. Anticlustering of small normal faults around large faults. *Geology* 25, 1127–1130.
- Albouvette, B., Gros, Y., 1997. Cartographie géologique du Canton de Bagnols-sur-Cèze : Cadre structural et spécificité du site de Marcoule. Atlas des posters, Journées Scientifiques CNRS/ANDRA du 20-21 Octobre 1997 à Bagnols-sur-Cèze, poster G.G.7, 14–15.
- Al-Hinai, S., Fisher, Q.J., Al-Busafi, B., Guise, P., Grattoni, C.A., 2008. Laboratory measurements of the relative permeability of cataclastic fault rocks: an important consideration for production simulation modelling. *Marine and Petroleum Geology* 25, 473–485.
- Anthony, J.L., Marone, C., 2005. Influence of particle characteristics on granular friction. *Journal of Geophysical research* 110, B08409.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 355–377.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., Pollard, D.D., 1994. Microstructures of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *Journal of Structural Geology* 16, 941–959.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., 1995. Effect of faulting on fluid flow in sandstones: geometry and spatial distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 642–671.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., Orr, L., 1999. Outcrop-aided characterization of a faulted hydrocarbon reservoir: Arroyo Grande oil field, California, USA. In: Haneberg, W.C., Mozley, P.S., Moore, J.C., Goodwin, L.B., (Eds.), *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust*. American Geophysical Union Geophysical Monograph 113, 7–26.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, 139–171.
- Arthaud, F., Séguret, M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France*. 23, 51–63.
- Aydin, A., 1978. Small Faults as Deformation Bands in Sandstone. *Pure and Applied Geophysics* 116, 913–930.
- Aydin, A., Johnson, A.M., 1978. Development of Faults as Zones of Deformation Bands and as Slip Surfaces in Sandstone. *Pure and Applied Geophysics* 116, 931–942.
- Aydin, A., Johnson, A.M., 1983. Analysis of Faulting in Porous Sandstone. *Journal of Structural Geology* 5, 19–31.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology* 28, 83–98.

Aydin, A., Ahmadov, R., 2009. Bed-parallel compaction bands in aeolian sandstone: Their identification, characterization and implications. *Tectonophysics* 479, 277–284.

B

Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J-P., Benedicto, A., Cavailhes, T., Raynaud, S., 2012. The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone (Provence, FRANCE). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 96, 2167–2186.

Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J-P., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit, E., 2013. Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, FRANCE). *Journal of Structural Geology* 47, 3–15.

Ballas, G., Soliva, R., Benedicto, A., Sizun, J-P., soumis. Control of tectonic setting and large-scale faults on the basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France). *Marine and Petroleum Geology*.

Balsamo, F., Storti, F., Salvini, F., Silva, A.T., Lima, C.C., 2010. Structural and petrophysical evolution of extensional fault zones in low-porosity, poorly lithified sandstones of the Barreiras Formation, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 32, 1806–1826.

Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Vieira, M.M., Storti, F., 2013. Structural control on the formation of iron-oxide concretions and Liesegang bands in faulted, poorly lithified Cenozoic sandstones of the Paraíba Basin, Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 125, 913–931.

Barquins, M., Petit, J-P., Mauguis, D., Ghalayini, K., 1992. Path and kinetics of branching from defects under uniaxial and biaxial compressive loading. *International Journal of Fracture* 54, 139–163.

Baud, P., Zhu, W., Wong, T-f., 2000. Failure mode and weakening effect of water on sandstone. *Journal of Geophysical Research* 105, B7, 16371–16389 .

Baud, P., Klein, E., Wong, T.-F., 2004. Compaction localization in porous sandstones: spatial evolution of damage and acoustic emission activity. *Journal of Structural Geology* 26, 603–624.

Baud, P., Louis, L., Rawling, G.C., Wong, T-f., 2005. Effects of bedding and foliation on mechanical anisotropy, damage evolution and failure mode. In: Bruhn, D., Burlini, L., (Eds.), *High-Strain Zones: Structure and Physical Properties*. Geological Society, London, Special Publications 245, 223–249.

Baud, P., Vajdova, V., Wong, T-f., 2006. Shear-enhanced compaction and strain localization: Inelastic deformation and constitutive modeling of four porous sandstones. *Journal of Geophysical Research* 111, B12401.

Baud, P., Meredith, P., Townend, E., 2012. Permeability evolution during triaxial compaction of an anisotropic sandstone. *Journal of Geophysical Research* 117, B05203.

Baudrimont, A.F., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-Alpin: Le sud-est de la France. *Bulletin Centre de Recherche Exploration et Production—Elf Aquitaine* 1, 261–308.

- Beard, D., Weyl, P., 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57, 349–369.
- Benedicto, A., Labaume, P., Seguret, M., Seranne, M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics* 15, 1192–1212.
- Bésuelle, P., 1999. Déformation et rupture dans les roches tendres et les sols indurés : comportement homogène et localisation. Ph.D. thesis. University of Joseph Fourier–Grenoble I.
- Bésuelle, P., Desrues, J., Raynaud, S., 2000. Experimental characterization of the local phenomenon inside a Vosges sandstone in a triaxial cell. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 37, 1223–1237.
- Bésuelle, P., 2001. Evolution of Strain Localisation with Stress in a Sandstone: Brittle and Semi-Brittle Regimes. *Physics and Chemistry of the Earth* 26, 101–106.
- Bésuelle, P., 2001. Compacting and dilating shear bands in porous rock: theoretical and experimental conditions. *Journal of Geophysical Research* 106, 13,435–13,442.
- Blenkinsop, T.G., 1991. Cataclasis and Processes of Particle Size Reduction. *Pure and Applied Geophysics* 136, 5986.
- Bolton, M., 1986. The strength and dilatancy of sands. *Geotechnique* 36, 65–78.
- Brandenburg, J.P., Alpak, F.O., Solum, J.G., Naruk, S.J., 2012. A kinematic trishear model to predict deformation bands in a fault-propagation fold, East Kaibab monocline, Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 96, 109–132.
- Brandes, C., Tanner, D.C., 2013. Three-dimensional geometry and fabric of shear deformation-bands in unconsolidated Pleistocene sediments. *Tectonophysics* 518–521, 84–92.
- Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric Extension. *Journal of Geophysical Research* 96, 20161–20178.

C

- Cashman, S., Cashman, K., 2000. Cataclasis and deformation-band formation in unconsolidated marine terrace sand, Humboldt County, California. *Geology* 28, 111–114.
- Cavailhes, T., Soliva, R., Benedicto, A., Loggia, D., Schultz, R.A., Wibberley, C.A.J. 2009. Are cataclastic shear bands fluid barriers or capillarity conduits? Insight from the analysis of redox fronts in porous sandstones from Provence, France. *EAGE Fault and Top Seals, Montpellier, France*, 21–24. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 97, 1521–1543.
- Cavaihes, T., Sizun, J-P., Labaume, P., Chauvet, A., Buatier, M., Soliva, R., Mezri, L., Charpentier, D., Leclère, H., Travé, A., Gout, C., 2013. Influence of fault rock foliation on fault zone permeability : The case of deeply buried arkosic sandstones (Grès d’Annot, southeastern France).

- Champenois, A., Desoignies, J., 1971. Carte Géologique de la France au 1/50 000. Feuille d'Orange. Bureau de Recherches Géologique et Minière, France.
- Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-miocène en Provence occidentale. *Geodinamica Acta* 13, 67–85.
- Charalampidou, E-M., Hall, S.A., Stanchits, S., Lewis, H., Viggiani, G., 2011. Characterization of shear and compaction bands in a porous sandstone deformed under triaxial compression. *Tectonophysics* 503, 8–17.
- Chemenda, A.I., 2007. The formation of shear-band/fracture networks from a constitutive instability: Theory and numerical experiment. *Journal of Geophysical Research* 112, B11404.
- Chemenda, A.I., 2009. The formation of tabular compaction-band arrays: Theoretical and numerical analysis. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* 57, 851–868.
- Chemenda, A.I., Nguyen, S-H., Petit, J-P., Ambre, J., 2011. Mode I cracking versus dilatancy banding: Experimental constraints on the mechanisms of extension fracturing. *Journal of Geophysical Research* 116, B04401.
- Chemenda, A.I., 2011. Origin of compaction bands: Anti-cracking or constitutive instability? *Tectonophysics* 499, 156–164.
- Chemenda, A.I., Wibberley, C.A.J., Sallet, E., 2012. Evolution of compactive shear deformation bands: Numerical models and geological data. *Tectonophysics* 526–529, 56–66.
- Cheung, C.S.N., Baud, P., Wong, T-f., 2012. Effect of grain size distribution on the development of compaction localization in porous sandstone. *Geophysical Research Letters* 39, L21302.
- Cho, G.-C., Dodds, J., Santamarina, J.C., 2006. Particle shape effects on packing density, stiffness, and strength: natural and crushed sands. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 132, 591–602.
- Chuhan, F.A., Kjeldstad, A., Bjørlykke, K., Høeg, K., 2002. Porosity loss in sand grain crushing—experimental evidence and relevance to reservoir quality. *Marine and Petroleum Geology* 19, 39–53.
- Coll, C., 2005. Endommagement des roches argileuses et perméabilité induite an voisinage d'ouvrages souterrains. Ph.D. thesis. University of Joseph Fourier–Grenoble I.
- Cornforth, D., 1973. Prediction of drained strength of sands from relative density measurements. *ASTM STP* 523, 281–303.
- Cowie, P.A., Sornette, D., Vanneste, C., 1995. Multifractal scaling properties of a growing fault population. *Geophysical Journal International* 122, 457–469.
- Cox, M.R., Budhu, M., 2008. A pratical approach to grain shape quantification. *Engineering Geology* 96, 1–16.

Crawford, B.R., 1998. Experimental fault sealing: Shear band permeability dependency on cataclastic fault gouge characteristics. In: Coward, M.P., Daltaban, T.S., Johnson, H., (Eds.), *Structural geology in reservoir characterization*. Geological Society, London, Special Publications 127, 27–48.

Cuss, R.J., Rutter, E.H., Holloway, R.F., 2003. The application of critical state soil mechanics to the mechanical behaviour of porous sandstones. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 40, 847–862.

D

Dautriat, J., Gland, N., Guelard, J., Dimanov, A., Raphanel, J.L., 2009. Axial and Radial Permeability Evolutions of Compressed Sandstones: End Effects and Shear-band Induced Permeability Anisotropy. *Pure and Applied Geophysics* 166, 1037–1061.

Davatzes, N.C., Aydin, A., 2003. Overprinting faulting mechanisms in high porosity sandstones of SE Utah. *Journal of Structural Geology* 25, 1795–1813.

Davatzes, N.C., Eichhubl, P., Aydin, A., 2005. Structural evolution of fault zones in sandstone by multiple deformation mechanisms: Moab fault, southeast Utah. *Geological Society of America Bulletin* 117, 135–148.

David, C., Menendez, B., Zhu, W., Wong, T.-F., 2001. Mechanical Compaction, Microstructures and Permeability Evolution in Sands. *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 26, 45–51.

Davis, G.H., 1999. *Structural geology of the Colorado Plateau Region of southern Utah*. Geological Society of America, Special Paper 342, 1–157.

Davis, R.O., Selvadurai, A.P.S., 2002. *Plasticity and Geomechanics*. Cambridge University Press, Cambridge, 287 p.

Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. *Synthèse géologique du Sud-Est de la France: Stratigraphie et paléogéographie*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Mémoire 215, Orléans.

De Voto R.H., 1978. *Uranium Geology and Exploration*. Lecture Notes and References. Colorado School of Mines.

Du Bernard, X., Eichhubl, P., Aydin, A., 2002a. Dilation bands: a new form of localized failure in granular media. *Geophysical Research Letters* 29, 2176.

Du Bernard, X., Labaume, P., Darcel, C., Davy, P., Bour, O., 2002b. Cataclastic slip band distribution in normal fault damage zones, Nubian sandstones, Suez rift. *Journal of Geophysical Research* 107, B7, 2141.

De Joussineau, G., Aydin, A., 2007. The evolution of the damage zone with fault growth in sandstone and its multiscale characteristics. *Journal of Geophysical Research* 112, B12401.

Deng, S., Aydin, A., 2012. Distribution of compaction bands in 3D in an aeolian sandstone: The role of cross-bed orientation. *Tectonophysics* 574–575, 204–218.

Dullien, F.A., 1979. Porous media: Fluid transport and pore structure: New York, Academic Press, 396 p.

E

Earl, R., 1997. Assessment of the behaviour of field soils during compression. *Journal of Agricultural Engineering Research* 68, 147–157.

Eichhubl, P., Taylor, W.L., Pollard, D.D., Aydin, A., 2004. Paleofluid flow and deformation in the Aztec sandstone, at the Valley of Fire, Nevada – Evidence for the coupling hydrogeological, diagenetic and tectonic processes. *Geological Society of American Bulletin* 116, 1120–1136.

Eichhubl, P., Hooker, J., Laubach, S.E., 2010. Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. *Journal of Structural Geology* 32, 1873–1886.

El Bied, A., Sulem, J., Martineau, F., 2002. Microstructure of shear zones in Fontainebleau sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 39, 917–932.

Engelder, J.T., 1974. Cataclasis and the Generation of Fault Gouge. *Geological Society of America Bulletin* 85, 1515–1522.

Estrada, N., Taboada, A., Radjai, F., 2008. Shear strength and force transmission in granular media with rolling resistance. *Physical Review* 78, 021301.

Estrada, N., Azéma, E., Radjai, F., Taboada, A., 2011. Identification of rolling resistance as a shape parameter in sheared granular media. *Physical Review* 84, 011306.

Estrada, N., Taboada, A., 2013, soumis. Yield Surfaces and Plastic Potentials of Cemented Granular Materials from Discrete Element Simulations. *Computers and Geotechnics*.

Exner, U., Tschegg, C., 2012. Preferential cataclastic grain size reduction of feldspar in deformation bands in poorly consolidated arkosic sands. *Journal of Structural Geology* 43, 63–72.

Exner, U., Kaiser, J., Gier, S., 2013. Deformation bands evolving from dilation to cementation bands in a hydrocarbon reservoir (Vienna Basin, Austria). *Marine and Petroleum Geology* 43, 504–515.

F

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology* 32, 1567–1575.

Ferry, S., 1997. Apport des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne. In: *Actes des Journées Scientifiques CNRS/ANDRA, (Eds.), Etude du Gard Rhodanien, Bagnols-sur-Cèze, EDP sciences*, 63–91.

- Fisher, Q.J., Knipe, R.J., 1998. Fault sealing processes in siliciclastic sediments. In: Jones, G., Fisher, Q.J., Knipe, R.J., (Eds.), *Faulting and fault sealing in hydrocarbon reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications 147, 117–134.
- Fisher, Q.J., Casey, M., Ben Clennell, M., Knipe, R.J., 1999. Mechanical compaction of deeply buried sandstones of the North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 16, 605–618.
- Fisher, Q.J., Knipe, R.J., 2001. The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology* 18, 1063–1081.
- Fisher, Q.J., Casey, M., Harris, S.D., Knipe, R.J., 2003. Fluid-flow properties of faults in sandstone: The importance of temperature history. *Geology* 31, 965–968.
- Fletcher, R., Hallet, B., 1983. Unstable extension of the lithosphere: a mechanical model for Basin-and-Range structure. *Journal of Geophysical Research* 88 (B9), 148–227.
- Flodin, E., Prasas, M., Aydin, A., 2003. Petrophysical Constraints on Deformation Styles in Aztec Sandstone, Southern Nevada, USA. *Pure and Applied Geophysics* 160, 1589–1610.
- Flodin, E., Gerdes, M., Aydin, A., Wiggins, W.D., 2005. Petrophysical Properties and Sealing Capacity of Fault Rock, Aztec Sandstone, Nevada. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 85, 197–217.
- Ford, M., Stahel, U., 1995. The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition: the Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics* 14, 1393–1410.
- Fortin, J., Schubnel, A., Guégen, Y., 2005. Elastic wave velocities and permeability evolution during compaction of Bleurswiller sandstone. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 42, 873–889.
- Fortin, J., Stanchits, S., Dresen, G., Gueguen, Y., 2009. Acoustic Emissions Monitoring during Inelastic Deformation of Porous sandstone: Comparison of Three Modes of Deformation. *Pure and Applied Geophysics* 166, 823–841.
- Fossen, H., Hesthammer, J., 1997. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology* 19, 1479–1493.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society, London* 164, 755–769.
- Fossen, H., Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 91, 1685–1700.
- Fossen, H., 2010. Deformation bands formed during soft-sediment deformation: Observations from SE Utah. *Marine and Petroleum Geology* 27, 215–222.
- Fossen, H., 2010. *Structural geology*. Cambridge University Press, 463 pp.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Torabi, A., 2011. Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 33, 1477–1490.

Fossen, H., Rotevatn, A., 2012. Characterization of deformation bands associated with normal and reverse stress states in the Navajo Sandstone, Utah: Discussion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 96, 869–876.

Fowles, J., Burley, S., 1994. Textural and permeability characteristics of faulted, high porosity sandstones. *Marine and Petroleum Geology* 11, 608–623.

G

Gallagher, J.J., Friedman, M., Handin, J., Sowers, G.M., 1974. Experimental studies relating to microfracture in sandstone. *Tectonophysics* 21, 203–247.

Gibson, R.G., 1994. Fault-zone seals in siliciclastic strata of the Columbus Basin, offshore Trinidad. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 1372–1385.

Gibson, R.G., 1998. Physical character and fluid-flow properties of sandstone-derived fault zones. In: Coward, M.P., Daltaban, T.S., Johnson, H., (Eds.), *Structural Geology in Reservoir Characterization*. Geological Society, London, Special Publications 127, 83–97.

Grueschow, E., Rudnicki, J.W., 2005. Elliptic yield cap constitutive modeling for high porosity sandstone. *International Journal of Solids and Structures*, 4574–4587.

Guéguen, Y., Palciauskas, V., 1992. *Introduction à la physique des roches*. (Eds.), Hermann, 300 p.

H

Hadizadeh, J., Johnson, W.K., 2003. Estimating local strain due to comminution in experimental cataclastic textures. *Journal of Structural Geology* 25, 1973–1979.

Hadizadeh, J., Sehhati, R., Sullis, T., 2010. Porosity and particle shape changes leading to shear localization in small-displacement faults. *Journal of Structural Geology* 32, 1712–1720.

Hart, B.S., Cooper, S.P., Ralser, S., Nickolaissen, K., Herrin, M., Balch, R.S., 2001. Ute Dome I: Multidisciplinary integration defines Dakota reservoir compartments. In: Anderson, D., Coalson, E., Robinson, J., Estes-Jackson, J., (Eds.), *Gas in the Rockies: Denver, Colorado, Rocky Mountain*. Association of Geologists Guidebook, 309–322.

Harper, T., Moftah, I., 1985. Skin effect and completion options in the Ras Budran reservoir. In: *Society of Petroleum Engineers Middle East Oil Technical Conference and Exhibition*, SPE Paper 13708, 211–226.

Hesthammer, J., Fossen, H., 2001. Structural core analysis from the Gullfaks area, northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 18, 411–439.

Hutcheon, R., Somerville, J., Smart, B., 2001. Influence of Driving Stress on Cataclastic Deformation and Permeability in Well Cemented Sandstones. *Physics and Chemistry of the Earth* 26, 39–43.

I

Issen, K.A., Rudnicki, J.W., 2000. Conditions for compaction bands in porous rock. *Journal of Geophysical Research* 105, B9, 21 529–21 536.

Issen, K.A., 2002. The influence of constitutive models on localization conditions for porous rock. *Engineering Fracture Mechanics* 69, 1891–1906.

J

Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of Rock Mechanics*. CRC Press, Boca Raton, Fla, 585 p.

Jamison, W.R., Stearns, D.W., 1982. Tectonic deformation of Wingate Sandstone, Colorado National Monument. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66, 2584–2608.

Jébrak, J., Marcoux, E., 2008. Géologie des ressources minérales. Association Géologique du Canada, 389-393. In : Côté, K., 2012. Uranium de type Plateau du Colorado. *Cours wikiMetallogenica*.

Johansen, T.E.S., Fossen, H., Kluge, R., 2005. The impact of syn-kinematic porosity reduction on damage zone architecture in porous sandstone; an outcrop example from the Moab Fault, Utah. *Journal of Structural Geology* 27, 1469–1485.

Johansen, T.E.S., Fossen, H., 2008. Internal geometry of fault damage zones in interbedded siliciclastic sediments. In: Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E. Collettini, C., (Eds.), *The internal structure of fault zones: Implications for mechanical and fluid-flow properties*. *Journal of the Geological Society, London* 299, 35–56.

Jourde, H., Flodin, E.A., Aydin, A., Durlofsky, L.J., Wen, X-H., 2002. Computing permeability of fault zones in eolian sandstone from outcrop measurements. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 1187–1200.

K

Kaproph, B.M., Cashman, S.M., Marone, C., 2010. Deformation band formation and strength evolution in unlithified sand: The role of grain breakage. *Journal of Geophysical Research* 115, B12103.

Karner, S.L., Chester, J.S., Chester, F.M., Kronenberg, A.K., Hajash, A.J., 2005. Laboratory deformation of granular quartz sand: Implications for the burial of clastic rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 89, 603–625.

Kheem, Y., Sternlof, K., Mukerji, T., 2006. Computational of compaction band permeability in sandstone. *Geosciences Journal* 10, 499–505.

Klein, E., Baud, P., Reuschlé, T., Wong, T., 2001. Mechanical behaviour and failure mode of Bentheim sandstone under triaxial compression. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 26, 21–25.

Klimczak, C., Soliva, R., Schultz, R.A., Chéry, J., 2011. Growth of deformation bands in a multilayer sequence. *Journal of Geophysical Research* 116, B09209.

- Kristensen, M.B., Childs, C., Olesen, N.Ø., Korstgård, J.A., 2013. The microstructure and internal architecture of shear-bands in sand-clay sequences. *Journal of Structural Geology* 46, 129–141.

L

- Labaume, P., Moretti, I., 2001. Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from the Bolivian Sub-Andean Zone. *Journal of Structural Geology* 23, 1659–1675.
- Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny: *Tectonics* 24, 1–20.
- Le Pichon, X., Rangin, C., Hamon, Y., Loget, N., Lin, J.Y., Andreani, L., Flotte, N., 2010. Geodynamics of the France Southeast Basin. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 477–501.
- Leveille, G.P., Knipe, R., More, C., Ellis, D., Dudley, G., Jones, G., Fisher, Q.J., Allinson, G., 1997. Compartmentalization of Rotliegendes gas reservoirs by sealing faults, Jupiter Fields area, southern North Sea. In: Zieger, K., Turner, P., Daines, S.R., (Eds.), *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*. Geological Society, London, Special Publication 123, 87–104.
- Lewis, H., Couples, G.D., 1993. Production evidence for geological heterogeneities in the Anschutz Ranch East field, western U.S.A.. In: North, C.P., Prosser, D.J., (Eds.), *Characterization of fluvial and eolian reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications 73, 321–338.
- Lothe, A.E., Gabrielsen, R.H., Bjørnevoll Hagen, N., Larsen, B.T., 2002. An experimental study of the texture of deformation bands: effects on porosity and permeability of sandstones. *Petroleum Geoscience* 8, 195–207.
- Louis, L., Wong, T-f., Baud, P., 2007. Imaging strain localization by X-ray radiography and digital image correlation: deformation bands in Rothbach sandstone. *Journal of Structural Geology* 29, 129–140.
- Louis, L., Baud, P., Wong, T-f., 2009. Microstructural Inhomogeneity and Mechanical Anisotropy Associated with Bedding in Rothbach Sandstone. *Pure and Applied Geophysics* 166, 1063–1087.

M

- Main, I.G., Kwon, O., Ngwenya, B.T., Elphick, S.C., 2000. Fault sealing during deformation-band growth in porous sandstone. *Geology* 28, 1131–1134.
- Mair, K., Main, I., Elphick, S., 2000. Sequential growth of deformation bands in the laboratory. *Journal of Structural Geology* 22, 25–42.
- Mair, K., Frye, K.M., Marone, C., 2002a. Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones. *Journal of Geophysical Research* 107, B10, 2219.

- Mair, K., Elphick, S., Main, I., 2002b. Influence of confining pressure on the mechanical and structural evolution of laboratory deformation bands. *Geophysical Research Letters* 29, 10, 1410.
- Manzocchi, T., Walsh, J.J., Nell, P., Yielding, G., 1999. Fault transmissibility multipliers for flow simulation models. *Petroleum Geoscience* 5, 53–63.
- Mathis, V., Robert, J-P., Saint-Martin, J., 1990. Géologie et métallogénie des gisements d'uranium du bassin permien de Lodève (sud du Massif central français). *Chron. Rech. Min.* 499, 31-40.
- McBride, E.F., 2003. Pseudofaults resulting from compartmentalized Liesegang bands: update. *Sedimentology* 50, 725–730.
- McClean, L.C.W., Tyliczszak, T., Gilbert, P.U.P.A., Zhou, D., Pray, T.J., Onstott, T.C., Southman, G., 2008. A high-resolution chemical and structural study of framboidal pyrite formed within a low-temperature bacterial biofilm. *Geobiology* 6, 471–480.
- Menéndez, B., Zhu, W., Wong, T-f., 1996. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Berea sandstone. *Journal of Structural Geology* 18, 1–16.
- Mercadier, J., 2008. Conditions de genèse des gisements d'uranium associés aux discordances protérozoïques et localisés dans les socles. Exemple du socle du bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada). Université de Nancy. PhD Thesis.
- Meunier, J.D., 1984. Les phénomènes d'oxydo-réduction dans un gisement urano-vanadifère de type tabulaire : Les grès du Salt-Wash (Jurassique Supérieur), district minier de Cottonwood-Wash (Utah, Etats-Unis). *Géologie et Géochimie de l'Uranium, Mémoire nancy*, 4, 234p.
- Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 2009. *The Rock Physics Handbook*. Cambridge University Press.
- Medeiros, W.E., do Nascimento, A.F., Alves da Silva, F.C., Destro, N., Demétrio, J.G.A., 2010. Evidence of hydraulic connectivity across deformation bands from field pumping tests: Two examples from Tucano Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 32, 1783–1791.
- Mesri, G., Vardhanabhuti, B., 2009. Compression of granular materials. *Canadian Geotechnical Journal* 46, 369–392.
- Mitchell, J.K., Soga, K., 2005. *Fundamentals of Soil Behavior*, third edition John Wiley and Sons, 577 p.
- Mollema, P.N., Antonellini, M.A., 1996. Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. *Tectonophysics* 267, 209–228.
- Mora, C.F., Kwan, A.K.H., 2000. Sphericity, shape factor, and convexity measurement of coarse aggregate for concrete using digital image processing, *Cement and Concrete Research* 30, 351–358.
- Myers, R., Aydin, A., 2004. The evolution of faults formed by shearing across joint zones in sandstone. *Journal of Structural Geology* 26, 947–966.

N

- Narr, W., Suppe, J., 1991. Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 1037–1048.
- Nash, J.T., Granger, H.C., and Adams, S.S., 1981, Geology and concepts of genesis of important types of uranium deposits. In: Skinner, B.J., Eds. *Economic Geology, Seventy-fifth Anniversary Volume*. Economic Geology Publishing Company, 63-116.
- Ngwenya, B.T., Kwon, O., Elphick, S.C., Main, I.G., 2003. Permeability evolution during progressive development of deformation bands in porous sandstones. *Journal of Geophysical Research* 108, B7, 2343.
- Nova, R., 2005. A simple elastoplastic model for soils and soft rocks. In: Yamamuro, J.A., Kaliakin, V.N. (Eds.), *Soil Constitutive Models: Evaluation, Selection, and Calibration*. American Society of Civil Engineers Geotechnical Special Publications 128, 380–399.

O

- Oda, M., Konishi, J., Nemat-Nasser, S., 1982. Experimental micromechanical evaluation of strength of granular materials: effects of particle rolling. *Mechanics Material* 1, 269–283.
- Ogilvie, S.R., Glover, P.W.J., 2001. The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 129–142.
- Ogilvie, S.R., Orribo, J.M., Glover, P.W.J., 2001. The influence of deformation bands upon fluid flow using profile permeametry and positron emission tomography. *Geophysical Research Letters* 38, 61–64.
- Okubo, C.H., Schultz, R.A., 2005. Evolution of damage zone geometry and intensity in porous sandstone: insight gained from strain energy density. *Geological Society, London* 162, 939–949.
- Olsson, W.A., 1999. Theoretical and experimental investigation of compaction bands in porous rock. *Journal of Geophysical Research* 104, B4, 7219–7228.
- Olsson, W.A., 2000. Origin of Lüders' bands in deformed rock. *Journal of Geophysical Research* 105, 5931–5938.

P

- Parnell, J., Watt, G.R., Middleton, D., Kelly, J., Baron, M., 2004. Deformation band control on hydrocarbon migration. *Journal of Sedimentary Research* 74, 552–560.
- Parron, C., Triat, J.M., 1978. Paléoaaltération continentales et sédimentogénèse marine dans le Crétacé supérieur du massif d'Uchaux (Vaucluse). *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 1, 47–56.
- Parry, W.T., Chan, M.A., Beitler, B., 2004. Chemical bleaching indicates episodes of fluid flow in deformation bands in sandstone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88, 175–191.

- Petit, J.-P., Chemenda, A., 2013. The end of a paradigm ? Joints as dilatancy bands rather than mode I fractures. *TectonoMechanics Colloquium 2013*, 8.
- Pittman, E.D., 1981. Effect of fault-related granulation on porosity and permeability of quartz sandstones, Simpson Group (Ordovician), Oklahoma. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65, 2381–2387.
- Pittman, E.D., Laerse, R.E., 1991. Compaction of lithic sands: Experimental results and applications. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 75, 1279–1299.
- Pollard, D.D., Segall, P., 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In: Atkinson, B.K. (Eds.), *Fracture Mechanics of Rock*. Academic, London, 277–350.
- Potter, S.L., Chan, M.A., 2011. Joint controlled fluid flow patterns and iron mass transfer in Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, USA. *Geofluids* 11, 184–198.

Q

- Quirt, D., 1989. Host-rock alteration at Eagle Point South. Saskatchewan Research Council. SRC publication R-855-1-E-89, 720-730.

R

- Radjai, F., Wolf, D.E., Jean, M., Moreau, J.J., 1998. Bimodal character of stress transmission in granular packings. *Physical Review Letters* 80, 61–64.
- Ramm, M., Bjørlykke, K., 1994. Porosity/depth trends in reservoir sandstones: Assessing the quantitative effects of varying pore-pressure, temperature history and mineralogy, Norwegian Shelf Data. *Clay Minerals* 24, 475–490.
- Rangin, C., Le Pichon, X., Hamon, Y., Loget, N., Crespy, A., 2010. Gravity tectonics in the SE Basin (Provence, France) imaged from seismic reflection data. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 503–530.
- Rawling, G.C., Goodwin, L.B., 2003. Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. *Journal of Structural Geology* 25, 317–331.
- Renard, F., Ortoleva, P., Gratier, J.-P., 1997. Pressure solution in sandstones: Influence of clays and dependence on temperature and stress. *Tectonophysics*, 280, 257–266.
- Richard, J., Sizun, J.P., 2011. Pressure solution–fracturing interactions in weakly cohesive carbonate sediments and rocks: Example of the synsedimentary deformation of the Campanian chalk from the Mons Basin (Belgium). *Journal of Structural Geology* 33, 154–168.
- Riepe, L., Wachs, S., Schopper, J.R., 1983. Pressure effect on permeability. *Transactions of the 8th European Formation Evaluation Symposium of Society of Petrophysicists and Well Log Analysts*, London, 1–24.

- Rotevatn, A., Torabi, A., Fossen, H., Braathen, A., 2008. Slipped deformation bands: A new type of cataclastic deformation bands in Western Sinai, Suez rift, Egypt. *Journal of Structural Geology* 30, 1317–1331.
- Rotevatn, A., Tveranger, J., Howell, J.A., Fossen, H., 2009. Dynamic investigation of the effect of a relay ramp on simulated fluid flow: geocellular modeling of the Delicate Arch Ramp, Utah. *Petroleum Geoscience* 15, 45–58.
- Rotevatn, A., Sandve, T.H., Keilegavlen, E., Kolyukhin, D., Fossen, H., 2013. Deformation bands and their impact on fluid flow in sandstone reservoirs: the role of natural thickness variations. *Geofluids*, 1–13.
- Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B., Van den Driessche, J., 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology* 14, 503–519.
- Rudnicki, J.W., Rice, J.R., 1975. Theory of inelastic deformation for strain hardening (or softening) materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* 23, 371–394.
- Rudnicki, J.W., 2004. Shear and compaction band formation on an elliptic yield cap. *Journal of Geophysical Research* 109, B03402.
- Rudnicki, J.W., Sternlof, K.R., 2005. Energy release model of compaction band propagation. *Geophysical Research Letters* 32, L16303.
- Rudnicki, J.W., 2007. Models for compaction band propagation. In: David, C., Le Ravalec-Dupin, M. (Eds.), *Rock Physics and Geomechanics in the Study of Reservoirs and Repositories* 284. Geological Society of London Special Publication, 107–125.
- Rutter, E.H., Glover, C.T., 2012. The deformation of porous sandstones; are Byerlee friction and the critical state line equivalent? *Journal of Structural Geology* 44, 129–140.

S

- Saillet, E., 2009. La localisation de la déformation dans les grés poreux: caractérisation d'un analogue de réservoir gréseux et faillé dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France. Ph.D. thesis. University of Nice-Sophia Antipolis.
- Saillet, E., Wibberley, C.A.J., 2010. Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France. *Journal of Structural Geology* 32, 1590–1608.
- Saillet, E., Wibberley, C.A.J., 2013. Permeability and flow impact of faults and deformation bands in high-porosity sand reservoirs: Southeast Basin, France, analog. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 97, 437–464.
- Sammis, C., King, G., Biegel, R., 1987. The Kinematics of Gouge Deformation. *Pure and Applied Geophysics* 125, 777–812.
- Sample, J.C., Woods, S., Bender, E., Loveall, M., 2006. Relationship between deformation bands and petroleum migration in an exhumed reservoir rock, Los Angeles Basin, California, USA. *Geofluids* 6, 105–112.

- Sanchis, E., Seranne, M., 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès basin, southern France. *Tectonophysics* 322, 219–242.
- Scholz, C.A., 1990, *Mechanics of Earthquake and Faulting*, Cambridge University Press.
- Scholz, C.H., Cowie, P.A., 1990. Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature* 346, 837–839.
- Schueller, S., Braathen, A., Fossen, H., Tveranger, J., 2013. Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: statistical analysis of field data. *Journal of Structural Geology* 52, 148–162.
- Schultz, R.A., Fossen, H., 2002. Displacement-length scaling in three dimensions: the importance of aspect ratio and application to deformation bands. *Journal of Structural Geology* 24, 1389–1411.
- Schultz, R.A., Balasko, C.M., 2003. Growth of deformation bands into echelon and ladder geometries. *Geophysical Research Letters* 30, 2033.
- Schultz, R.A., Siddharthan, R., 2005. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics* 411, 1–18.
- Schultz, R.A., Soliva, R., Fossen, H., Okubo, C.H., Reeves, D.M., 2008. Dependence of displacement-length scaling relations for fractures and deformation bands on the volumetric changes across them. *Journal of Structural Geology* 30, 1405–1411.
- Schultz, R.A., Okubo, C.H., Fossen, H., 2010. Porosity and grain size controls on compaction band formation in Jurassic Navajo Sandstone. *Geophysical Research Letters* 37, L22306.
- Schultz, R.A., 2011. Relationship of compaction bands in Utah to Laramide fault-related folding. *Earth and Planetary Science Letters* 304, 29–35.
- Schultz, R.A., Soliva, R., 2012. Propagation energies inferred from deformation bands in sandstone. *International Journal of Fracture* 176, 135–149.
- Schultz, R.A., Klimczak, C., Fossen, H., Olson, J.E., Exner, U., Reeves, D.M., Soliva, R., 2013. Statistical tests of scaling relationships for geologic structures. *Journal of Structural Geology* 48, 85–94.
- Scott, R.E., 2007. The effects of stress paths on acoustic velocities and 4D seismic imaging. *The Leading Edge*, 602–608.
- Séguret, M., Benedicto, A., Séranne, M., 1996. Gard Rhodanien, reconnaissance géologique. In: *Analyse et interprétation structurale préliminaire du profil sismique FSH (82 SE 4B)*. B RP 1 UMO 96 001, ANDRA.
- Séranne, M., Benedicto, A., Labaume, P., Truffert, C., Pascal, G., 1995. Structural style and evolution of the gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology* 12, 809–820.

- Shipton, Z.K., Cowie, P.A., 2001. Damage zone and slip-surface evolution over μm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 23, 1825–1844.
- Shipton, Z.K., Evans, J.P., Roberson, K.R., Forster, C.B., Snelgrove, S., 2002. Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone: Implications for subsurface modeling of faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 863–883.
- Shipton, Z.K., Cowie, P.A., 2003. A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone. *Journal of Structural Geology* 25, 333–344.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Geological Society, London 133, 191–213.
- Sidga, J.M., Wilson, J.L., 2003. Are faults preferential flow paths through semiarid and arid vadose zone? *Water Resources Research* 39, 1225.
- Skurtveit, E., Torabi, A., Gabrielsen, R.H., Alikarami, R., Ballas, G., Fossen, H., Soliva, R., 2012. Deformation Mechanisms in Uncemented Sandstone, Examples from Triaxial Tests. EAGE Fault and Top seal conference, extended abstract.
- Soliva, R., Schultz, R.A., 2008. Distributed and localized faulting in extensional settings: insight from the North Ethiopian Rift e Afar transition area. *Tectonics* 27, TC2003.
- Soliva, R., Schultz, R.A., Ballas, G., Taboada, A., Wibberley, C.A.J., Sallet, E., Benedicto, A., 2013. A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties; new insight from Provence (SE France). *Journal of Structural Geology* 49, 50–63.
- Solum, J.G., Brandenburg, J.P., Naruk, S.J., Kostenko, O.V., Wilkins, S.J., Schultz, R.A., 2010. Characterization of deformation bands associated with normal and reverse stress states in the Navajo Sandstone, Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 94, 1453–1475.
- Sornay, J., 1950. Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. Ph.D. thesis. University of Grenoble.
- Stanchits, S., Fortin, J., Gueguen, Y., Dresen, G., 2009. Initiation and Propagation of Compaction Bands in Dry and Wet Bentheim Sandstone. *Pure and applied Geophysics* 166, 843–868.
- Sternlof, K., Chapin, J.R., Pollard, D.D., Durlofsky, L.J., 2004. Effective permeability in sandstone containing deformation band arrays. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88, 1315–1329.
- Sternlof, K., Rudnicki, J.W., Pollard, D.D., 2005. Anticrack inclusion model for compaction bands in sandstone. *Journal of Geophysical Research* 110, B11403.
- Sternlof, K., Karimi-Fard, M., Pollard, D.D., Durlofsky, L.J., 2006. Flow and transport effects of compaction bands in sandstone at scales relevant to aquifer and reservoir management. *Water Resources Research* 42, W07425.

- Sulem, J., Ouffroukh, H., 2006. Shear banding in drained and undrained triaxial tests on a saturated sandstone: Porosity and permeability evolution. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 46, 292–310.
- Sun, W., Andrade, J.E., Rudnicki, J.W., Eichhubl, P., 2011. Connecting microstructural attributes and permeability from 3D tomographic images of in situ shear-enhanced compaction bands using multiscale computations. *Geophysical Research Letters* 38, L10302.
- Swierczewska, A., Tokarski, A.K., 1998. Deformation bands and the history of folding in the Magura nappe, Western Outer Carpathians (Poland). *Tectonophysics* 297, 73–90.

T

- Taboada, A., Chang, K.-J., Radjaï, F., Bouchette, F., 2005. Rheology, force transmission, and shear instabilities in frictional granular media from biaxial numerical tests using the contact dynamics method. *Journal Geophysical Research* 110, B09202.
- Taboada, A., Estrada, N., Radjai, F., 2006. Additive decomposition of shear strength in cohesive granular media from grain-scale interactions. *Physical Review Letter* 97.
- Taylor, W.L., Pollard, D.D., 2000. Estimation of in situ permeability of deformation bands in porous sandstone, Valley of Fire, Nevada. *Water Resources Research* 36, 2595–2606.
- Tembe, S., Vajdova, V., Wong, T.-f., Zhu, W., 2006. Initiation and propagation of strain localization in circumferentially notched samples of two porous sandstones. *Journal of Geophysical Research* 111, B02409.
- Tembe, S., Baud, P., Wong, T.-f., 2008. Stress conditions for the propagation of discrete compaction bands in porous sandstone. *Journal of Geophysical Research* 113, B09409.
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, T III (3), 409–628.
- Tikoff, B., Wojtal, S.F., 1999. Displacement control of geologic structures. *Journal of Structural Geology* 21, 959–967.
- Tindall, S.E., 2006. Jointed deformation bands may not compartmentalize reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90, 177–192.
- Tondi, E., Antonellini, M., Aydin, A., Marchegiani, L., Cello, G., 2006. The role of deformation bands, stylolites and sheared stylolites in fault development in carbonate grainstones of Majella Mountain, Italy. *Journal of Structural Geology* 28, 376–391.
- Torabi, A., Fossen, H., Alaei, B., 2008. Application of spatial correlation functions in permeability estimation of deformation bands in porous rocks. *Journal of Geophysical Research* 113, B08208.
- Torabi, A., Fossen, H., 2009. Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 93, 919–938.

- Torabi, A., Fosse, H., Braathen, A., 2013. Insight into petrophysical properties of deformed sandstone reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 97, 619–637.
- Triat, J-M., 1982. Paléooaltération dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. Ph.D. Thesis, Université de Marseille.
- Tueckmantel, C., Fisher, Q.J., Knipe, R.J., Lickorish, H., Khalil, S.M., 2010. Fault seal prediction of seismic-scale normal faults in porous sandstone: A case study from the eastern Gulf of Suez rift, Egypt. *Marine and Petroleum Geology* 27, 334–350.
- Tueckmantel, C., Fisher, Q.J., Manzocchi, T., Skachkov, S., Grattoni, C.A., 2012. Two-phase fluid flow properties of cataclastic fault rocks : Implication for CO₂ storage in saline aquifers. *Geology* 20, 39–42.
- Turner-Peterson, C.E., and Fishman, N.S., 1986, Geologic synthesis and genetic models for uranium mineralization, Grants uranium region, New Mexico. In: Turner-Peterson, C.E., and Santos, E.S., Eds. A basin analysis case study-The Morrison Formation, Grants uranium region, New Mexico. *American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology* 22.

V

- Vajdova, V., Baud, P., Wong, T-f., 2004. Permeability evolution during localized deformation in Bentheim sandstone. *Journal of Geophysical Research* 109, B10406.
- Vela Velasquez, C., 1977. La microtectonique dans les plis : étude de la région plissée de Belvezet (Gard); son rapport avec la faille des Cévennes. Ph.D. thesis. University of Montpellier II/Sciences et Techniques du Languedoc.
- Voznesensky, E.A., Nordal, S., 1999. Dynamic instability of clays: an energy approach. *Soil Dyn. Earthquake Eng.* 18, 125–133.

W

- Walderhaug, O., 1996. Kinetic modeling of quartz cementation and porosity loss in deeply buried sandstone reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80, 731–745.
- Walsh, J.B., Brace, W.F., 1984. The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock: *Journal of Geophysical Research* 89, 9425–9431.
- Wang, B., Chen, Y., Wong, T-f., 2008. A discrete element model for the development of compaction localization in granular rock. *Journal of Geophysical Research* 113, B03202.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J-P., Rives, T., 1999. Mechanics of high displacement gradient faulting prior to lithification. *Journal of Structural Geology* 21, 251–257.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J-P., Rives, T., 2000. Mechanics of cataclastic ‘deformation band’ faulting in high-porosity sandstone, Provence. *Compte-Rendu de l’Académie des Sciences* 331, 419–425.

- Wibberley, C.A.J., Petit, J.-P., Rives, T., 2007. The mechanics of fault distribution and localization in high-porosity sands, Provence, France. In: Lewis, H., Couples, G.D., (Eds.), The relationship between damage and localization. Geological Society, London, Special Publications 164, 599–608.
- Wilson, J.E., Goodwin, L.B., Lewis, C.J., 2003. Deformation bands in nonwelded ignimbrites: Petrophysical controls on fault-zone deformation and evidence of preferential fluid flow. *Geology* 31, 837–840.
- Wong, T-f., David, C., Zhu, W., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: Mechanical deformation. *Journal of Geophysical Research* 102, 30009–3025.
- Wong, T-f., Baud, P., 1999. Mechanical compaction of porous sandstone. *Oil Gas Sci.Technol. Revue de l'Institut Français du Pétrole* 54, 715–727.
- Wong, T-f., Baud, P., 2012. The brittle-ductile transition in porous rock: A review. *Journal of Structural Geology* 44, 25–53.

Z

- Zhang, J., Wong, T-f., Davis, D.M., 1990. Micromechanics of Pressure-Induced Grain Crushing in Porous Rocks. *Journal of Geophysical Research* 95, 341–352.
- Zhu, W., Wong, T-f., 1996. Permeability reduction in a dilating rock: Network modeling of damage and tortuosity. *Geophysical Research Letters* 23, 3099–3102.
- Zhu, W., Montési, L.G.J., Wong, T-f., 2007. A probabilistic damage model of stress-induced permeability anisotropy during cataclastic flow. *Journal of Geophysical Research* 112, B10207.

ANNEXES

A. Analyse des marqueurs de paléo-circulations de fluides

**B. Formation des minéralisations d'uranium dans les réservoirs
sablo-gréseux poreux**

**C. Rôle de l'hétérogénéité mécano-stratigraphique sur
l'organisation des réseaux conjugués de bandes cataclastiques
cisaillantes dans les réservoirs gréseux poreux**

**D. Catalogue de données des affleurements de Provence et des
lames-minces étudiées**

A. Analyse des marqueurs de paléo-circulations de fluides

Dans cette annexe, nous décrirons les analyses menées afin de déterminer l'origine et la nature des oxydations et lessivages utilisés comme marqueurs de paléo-circulations de fluides dans l'analyse des propriétés pétrophysiques des bandes de déformation de Provence. Nous montrerons d'abord quelles sont les caractéristiques structurales de ces dépôts et leur relation avec les bandes de déformation. Nous développerons ensuite toutes les analyses qui ont été menées afin de déterminer la nature minéralogique de ces dépôts. Nous terminerons par une explication de leur mode de formation.

A.1. Analyses structurales des marqueurs de paléo-circulations de fluides

Trois types distincts de marqueurs ont été observés en Provence.

(1) Le premier type de marqueur, le plus marqué par la teinte vive de sa coloration, est constitué de bandes rougeâtres et sinueuses, souvent subhorizontales ou disposées le long des bandes cataclastiques cisailantes (carrière de Boncavaï) (Figs. A.01a et A.01b). Ces dépôts que l'on appellera « fronts de rougissement » forment des « vases oxydés » quand ils sont observés au croisement des bandes cataclastiques conjuguées (Fig. A.01a) mais ne sont pas perturbés par la présence des SECBs. On retrouve ce type de dépôt dans les carrières où un sol végétal de la même teinte rouge, est encore présent juste au-dessus des sables. On remarque que le nombre de fronts augmente en se rapprochant de ce sol. Marqueurs et sol semblent donc être en étroite relation. On note que ces dépôts enrobent systématiquement les galets mous d'argile et se forment en forte quantité au-dessus des niveaux argileux. Il semble donc que ces dépôts se lient facilement aux argiles (dépôt préférentiel ? zone de piégeage ?).

(2) Le deuxième type de marqueur se présente sous forme de dépôts en masse avec des teintes beaucoup moins intenses que le précédent (Fig. A.01c). On remarque que les bandes cataclastiques peuvent avoir un impact sur leur mise en place puisqu'on retrouve des zones abritées sous les bandes (bloc inférieur). Néanmoins, ces dépôts semblent autant influencés par les figures sédimentaires que par les bandes. On remarque en effet, que ces marqueurs se localisent souvent dans les lamines obliques les plus grossières des corps sableux (Fig. A.01c).

D'autres « colorations » plus localisées sont aussi présentes dans les mêmes zones que les deux premiers types de marqueurs. On note en particulier, la présence de bandes blanchâtres et sinueuses parcourant certains fronts de taille (Fig. A.01b). Ces bandes sont systématiques accompagnées par une zone orangée juste au-dessous d'elles, dont l'intensité de coloration augmente en direction de la zone blanchie. Les relations entre les bandes de déformation et ces marqueurs restent difficile à déterminer. On constate néanmoins des variations d'épaisseur de la zone blanchie au niveau des bandes. Ces marqueurs de lessivage, trop diffus et peu courants, n'ont pas été utilisés dans cette analyse.

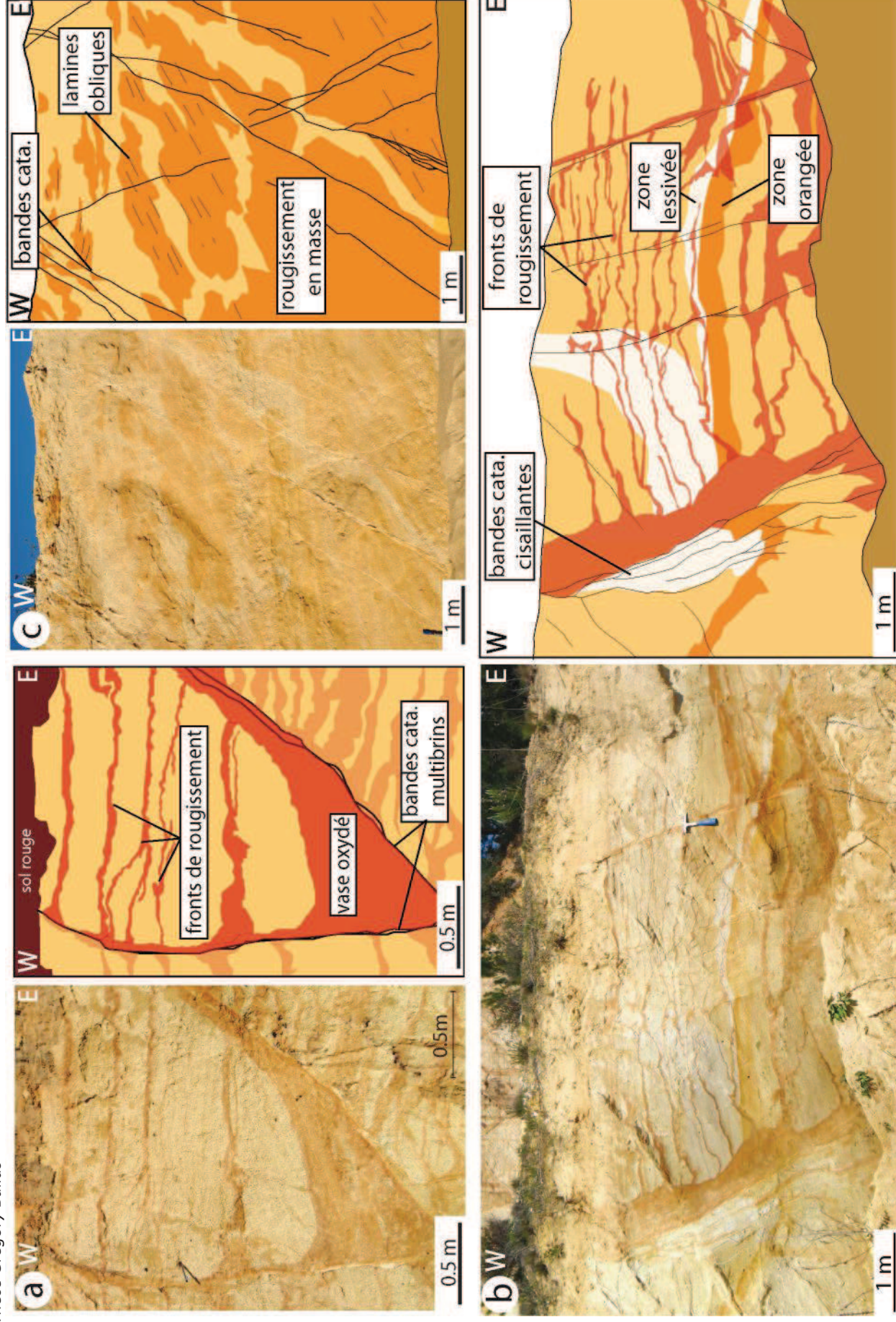


Figure A.01 : (a) Fronts de rougissement et vase oxydé. (b) Affleurement montrant différents types de marqueurs de circulations de fluides. (c) Rougissement en masse. Tous ces affleurements proviennent de la carrière de Boncavai.

Figure A.01: (a) Red fronts and red vase. (b) Outcrop showing different types of fluid flow markers. (c) Red Volume. All these outcrops are located in the Boncavai Quarry.

(3) Le troisième type de marqueur se présente généralement sous la forme de cercles concentriques rouges à oranges voire violassés, correspondant à des anneaux de Liesegang (voir McBride (2003) et les papiers cités dans cette analyse pour plus de détail sur ce type de minéralisation) (Fig. A.02). Ces dépôts ne sont pas affectés par les SECBs ou les bandes protocataclastiques (Figs. A.02a et A.02b), mais peuvent être perturbés par la présence de clusters de bandes cataclastiques sans toutefois être complètement stoppés (Fig. A.02c). Ces dépôts ne sont jamais affectés par les structures sédimentaires (lamines...) et sont donc moins sensibles à la présence d'hétérogénéités de perméabilité que les deux premiers types de marqueurs. Ces dépôts peuvent former des amas minéralisés, parfois spectaculaires (Fig. A.02d).

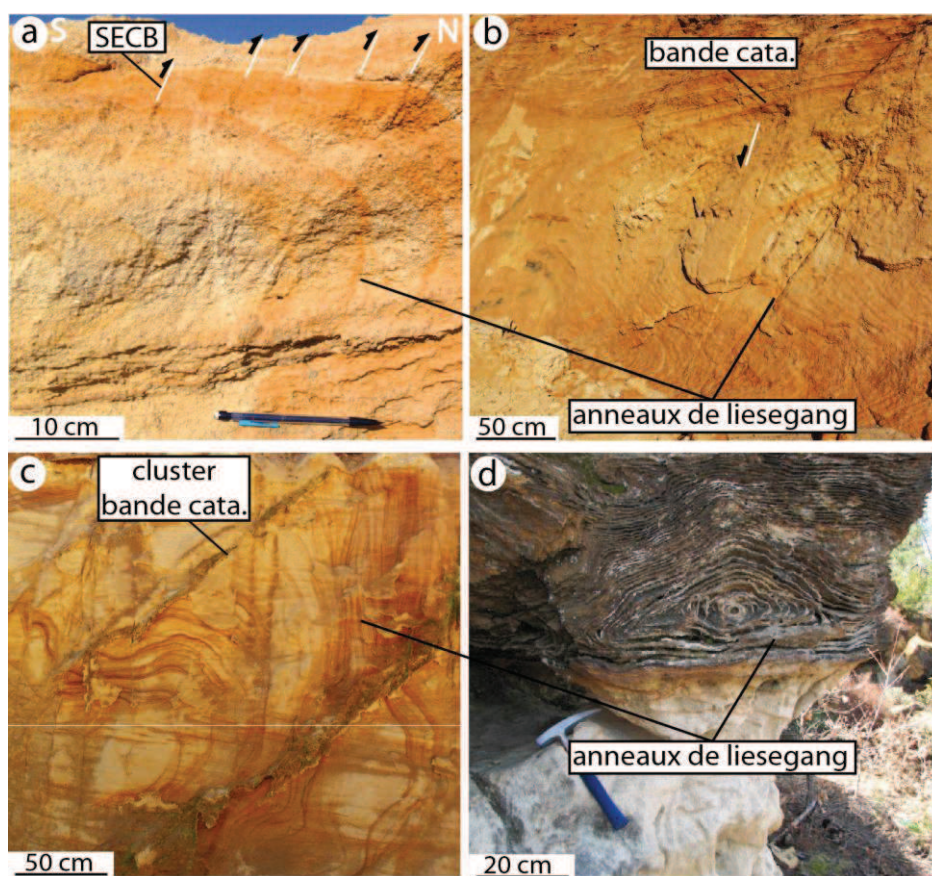


Figure A.02 : Affleurements montrant la relation entre anneaux de Liesegang et bandes de déformation.
Figure A.02: Outcrops showing the relationship between Liesegang bands and deformation bands.

A.2. Analyses minéralogiques

Différentes méthodes d'analyse ont été utilisées afin de déterminer la nature des fronts de rougissement.

Les premières observations ont été réalisées au microscope électronique à balayage (sur lames minces et sur échantillon en 3 dimensions). On remarque que ces dépôts se mettent en place dans la porosité, sous forme de phase colloïdale dont les particules sont

infra-micrométriques (Fig. A.03a). Ces phases enrobent les grains de la roche (Fig. A.03b) et se déposent parfois en ménisque entre plusieurs grains (Figs. A.03a et A.03b). L'analyse de composition chimique faite à l'aide d'un détecteur « Oxford Model INCA » montre que ces dépôts sont composés essentiellement de silice, d'oxygène et d'une quantité de Fer non négligeable (environ 10%) (Fig. A.03d, 1). Plus rarement, des amas « coniques » de particules micrométriques se forment (Fig. A.03c). L'analyse chimique des ces objets particuliers montrent des concentrations de Fer de plus de 40% (Fig. A.03d, 2). Ces amas ressemblent fortement à des framboïdes de pyrite formés par activité bactérienne, pouvant ensuite être altérés en goethite (McClean, 2008 ; K, Benzerara, communication personnelle).

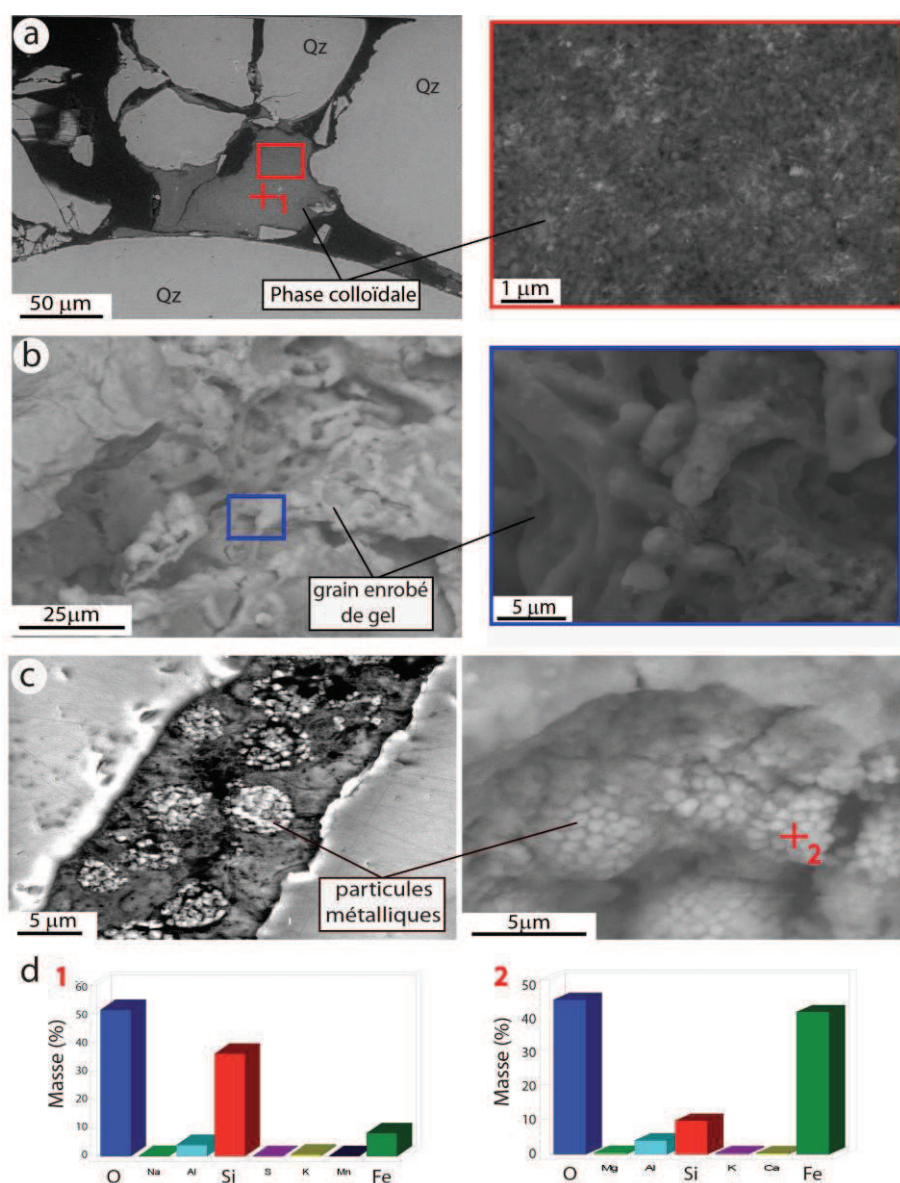


Figure A.03 : (a) Ménisque de matière colloïdale entre les grains de quartz (MEB sur lame-mince). (b) Gel enrobant les grains de quartz (MEB sur échantillon 3D). (c) Amas coniques de particules métalliques (MEB sur lame-mince et échantillon 3D). (d) Analyse de composition d'un ménisque et d'un amas de particule.

Figure A.03: (a) SEM photomicrograph of colloid phase between quartz grains (thin-section). (b) SEM photomicrograph of the phase coating the quartz grains (3D sample). (c) Cluster of metallic particles (thin-section and 3D sample). (d) Chemical composition of colloidal phase and metallic particle.

L'analyse au MEB à cathodoluminescence montre l'association des ces dépôts avec de la matière organique. On observe, en effet la formation d'auréole d'irradiation sur les grains de quartz qui bordent les dépôts, et ce, uniquement dans les zones rougies (Fig. A.04). Ces auréoles sont des marqueurs de la présence de matière organique irradiant les grains. On observe aussi des surcroissances de quartz, uniquement localisées dans ces mêmes zones. Ces surcroissances, impossibles dans les conditions d'enfouissement de cette roche, peuvent être initiées dès 40°C si l'activité bactérienne est à l'origine de la formation des dépôts rougissants (A. Wattine, communication personnelle).

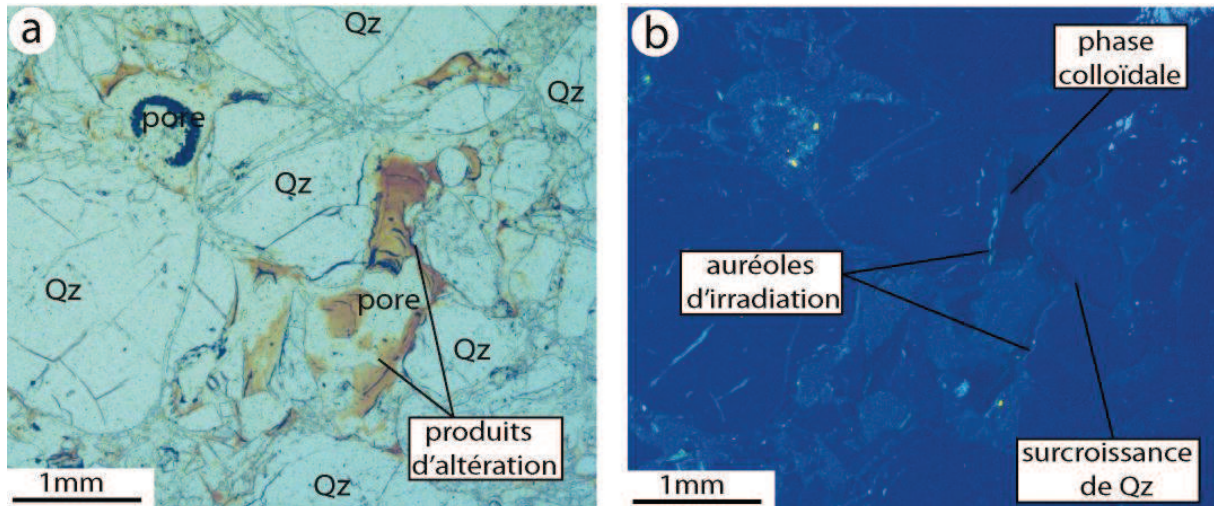


Figure A.04 : Analyse sur lame-mince d'un front de rougissement par lumière naturelle non analysée (a) et cathodoluminescence (b).

Figure A.04: (a) Photomicrograph of red front. (b) Analysis by cathodoluminescence mode.

La présence de matière organique a ensuite été confirmée par une analyse au microscope à fluorescence (Fig. A.05). La matière organique étant fluorescente, on identifie fréquemment sa présence au côté des phases colloïdales, qui elles ne sont pas fluorescentes.

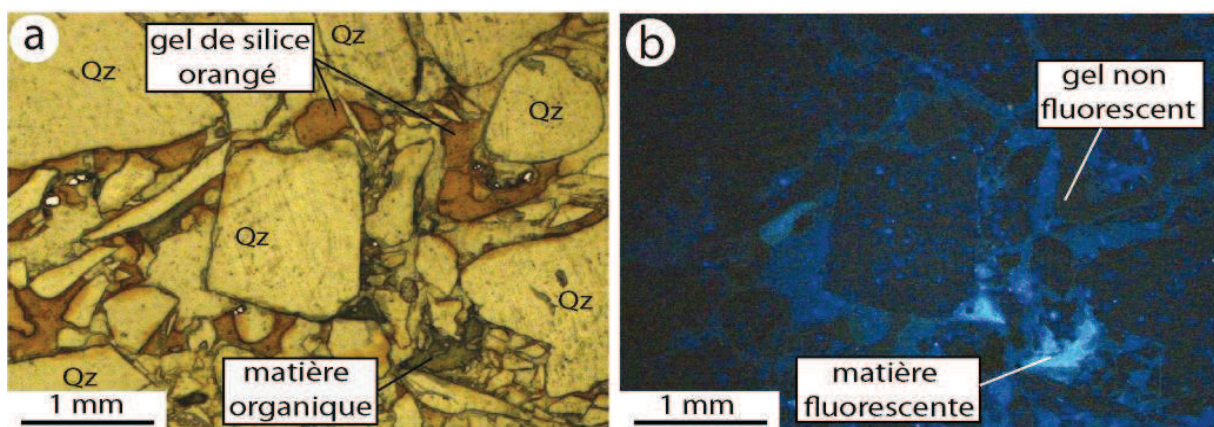


Figure A.05 : Analyse sur lame-mince d'un front de rougissement par lumière naturelle non analysée (a) et fluorescence (b).

Figure A.05: (a) Photomicrograph of red front. (b) Analysis by fluorescence mode.

La nature minéralogique des dépôts a ensuite été analysée par spectrométrie RAMAN. Cette technique utilise les variations d'intensité provoquées par les liaisons entre

les atomes du minéral sur une lumière monochromatique qui lui est appliquée (laser). On obtient alors un spectre d'intensité qu'il suffit de comparer aux bases de données. Malgré la perturbation des mesures par la forte thermoluminescence de la résine utilisée pour consolider le matériau, les « pics » caractéristiques de ces phases colloïdales montrent de grandes similitudes avec le spectre de la goethite de référence (Fig. A.06).

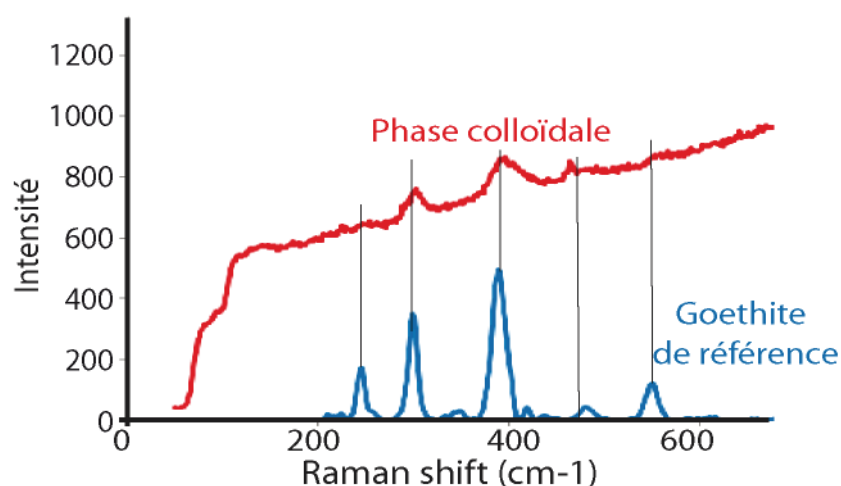


Figure A.06: Analyse par spectrométrie RAMAN. Le spectre de l'analyse d'une phase colloïdale de la lame BCO4 est comparé au spectre de la goethite de référence (base de données RRUFF).

Figure A.06: Analysis by RAMAN spectrometry. The result for the colloidal phase from the thin-section BCO4 is compared to the reference result of goethite (base de données RRUFF).

Les rougissemements en masse ne sont pas visibles au microscope. Cette teinte est donc probablement due au dépôt de particules très fines enrobant les grains. On ne trouve aucune trace de matière organique ni d'amas de particules ferriques associés à ces dépôts.

Les anneaux de Liesegang se composent d'hématite ou de goethite (Fig. A.07). Ces oxydes et hydroxydes de fer peuvent être difficilement observables au microscope pour les dépôts les plus diffus (Fig. A.02a), mais enrobent les grains et colmatent les fractures de grains voire entièrement certains pores pour les amas les plus minéralisés (Figs. A.02d et A.07).

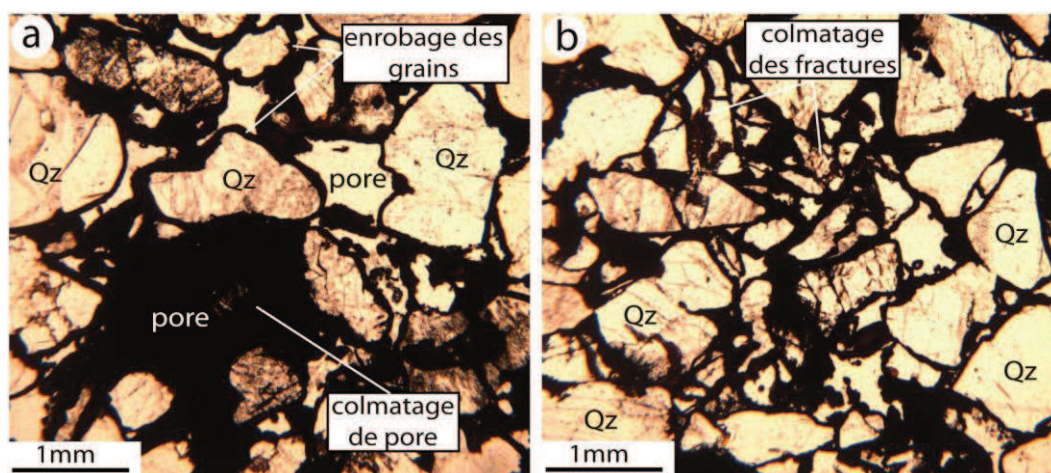


Figure A.07 : Analyses sur lame-mince d'un anneau de Liesegang par lumière naturelle non analysée.

Figure A.07: Photomicrographs of Liesegang band.

A.3. Formation des marqueurs

Ces différents dépôts sont en relation avec les circulations de pluies météoriques traversant les sols oxydés puis les sables jusqu'à la nappe phréatique.

Les fronts de rougissement se forment par la circulation des eaux de pluie dans la zone vadose (Fig. A.08). Ces eaux traversent un sol oxydé présent au-dessus des sables, lessivant et transportant de la matière organique et des particules métalliques, plus une quantité de fer en solution. Ce fer et ces particules se déposent ensuite au front de la masse d'eau pénétrant dans la zone vadose ou au sommet des nappes perchées au-dessus des bandes cataclastiques conjuguées (e.g. Eichhubl et al., 2004 ; Exner et Tschegg, 2012) (Fig. A.08). La précipitation de goethite se fait alors au niveau de ces fronts, très probablement par l'intermédiaire de bactéries se nourrissant de matière organique et formant des amas de framboïdes de pyrite ensuite altérés en goethite. Ces dépôts sont sensibles à la présence de bandes cataclastiques suffisamment imperméables.

Les rougissements en masse se forment dans une zone de battements de nappe phréatique (Fig. A.08). Constitués de particules très fines, il est probable que ces dépôts soient le résultat d'une oxydoréduction des fronts de rougissement supérieurs ; les bandes blanchies étant alors plutôt des zones de lessivage (e.g. Parry et al., 2004). A noter que ces dépôts sont encore plus sensibles aux variations de perméabilité puisqu'ils sont aussi influencés par les lamines présentes dans les corps sableux (Fig. A.01c).

Les anneaux de Liesegang se forment dans la nappe phréatique (Fig. A.08). Ces dépôts nécessitent pour se former, un milieu saturé et des eaux stagnantes (Balsamo et al., 2013). La précipitation de ces oxyde-hydroxydes de fer se fait alors par « diffusion » à l'intérieur de la masse d'eau (McBride, 2003). Ce fer dissout peut provenir des dépôts formés dans la zone vadose ; néanmoins, il est plus probable que ce fer provienne de la transformation in-situ de la glauconie déposée avec les sables du Crétacé Supérieur (Triat, 1982). Ces dépôts, les plus proches par leur mode de formation des minéralisations d'Uranium (voir Annexe B), sont moins sensibles à la présence de bandes de déformation ; seuls les clusters de bandes cataclastiques perturbent leur géométrie sans les arrêter totalement (Fig. A.02c). A noter que l'âge de ces dépôts n'est pas bien contraint ; mais étant affectés par certaines bandes de déformation, on peut considérer qu'ils ont continués à se former après les phases de compression pyrénéenne et d'extension Oligocène-Miocène.

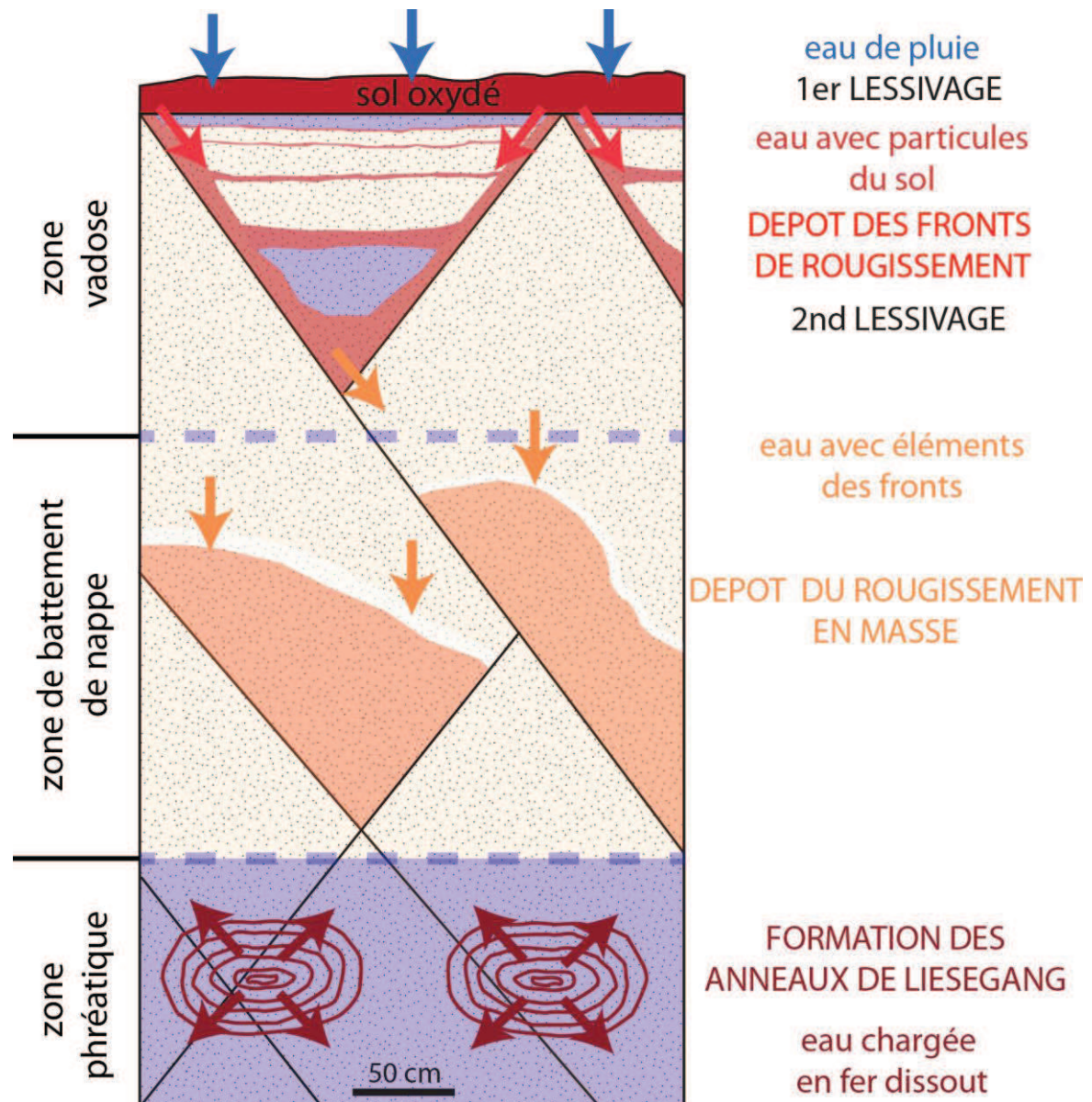


Figure A.08 : Illustration schématique montrant le mode de formation des différents marqueurs de paléo-circulations de fluides.

Figure A.08: Scheme showing a model of formation of the different markers of fluid flow.

B. Formation des minéralisations d'uranium dans les réservoirs sablo-gréseux poreux

Dans cette annexe, nous décrirons succinctement les **processus de formation des minéralisations d'uranium** dans les sables et les grès poreux. Nous expliquerons d'abord, les particularités du transport et de la concentration de l'uranium dans les réservoirs puis nous décrirons les modalités de formation des minéralisations dans les sables et les grès poreux.

B.1. Transport et concentration de l'uranium

L'uranium est un élément soluble dans les milieux oxydants où il se présente sous la forme U^{+6} et insoluble dans les milieux réducteurs où il est sous la forme U^{+4} . L'uranium peut donc se concentrer spécifiquement au contact entre un milieu oxydant (ex : eaux météoriques) et un milieu réducteur (ex : niveaux à matière organique, présence d'hydrocarbure, sulphide ...). Cette particularité est à l'origine des minéralisations localisées dans les grès et les sables poreux où la précipitation de l'uranium s'opère par réactions physico-chimiques. Ces minéralisations, dites « gîte d'infiltration », présentent les mêmes processus de formation mais varient les unes des autres de par la variété des milieux géologiques dans lesquels elles se forment (Valsardieu et Cuney, 2000).

Les sources d'uranium peuvent être multiples. L'origine de l'uranium peut être mantellique (granite riche en uranium, laves felsiques...) ou associé à des processus d'altération de surface. Cet uranium peut alors être remobilisé par des fluides oxydants comme des eaux météoriques lessivant une source enrichie en uranium ou des fluides hydrothermaux. Les structures pouvant affecter la circulation de ces fluides, que ce soit par la formation de drain ou de barrière, sont donc susceptibles d'avoir un impact sur la localisation des minéralisations d'uranium dans les grès poreux.

B.2. Formation des minéralisations dans les grès et les sables poreux

Dans les réservoirs sablo-gréseux poreux, l'uranium peut former des corps minéralisés plus ou moins concentrés selon trois différents modes de formation : (1) par la formation de « Roll-fronts », (2) par la formation de dépôts pénéconcordants ou tabulaires et (3) dans les zones de faille (Fig. B.01).

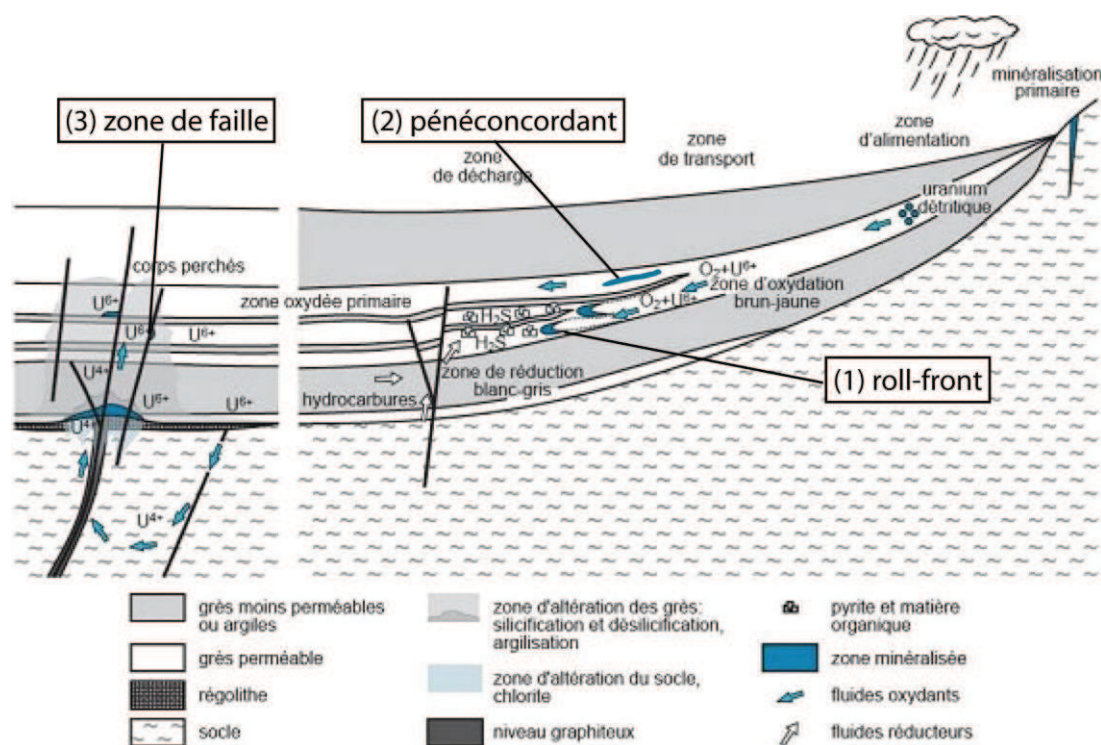


FIGURE B.01 : Les différents modes de formation des minéralisations d'uranium dans les grès poreux (modifié d'après Jébrak et Marcoux, 2008).

FIGURE B.01: Different modes of uranium ore deposits in porous sandstone (modified from Jébrak and Marcoux, 2008).

B.2.1. Formation des minéralisations type « roll-front »

Les dépôts en « roll-front » se forment au contact des eaux météoriques oxydantes, chargées en uranium et autres métaux, pénétrantes dans un milieu réducteur (nappe phréatique réduite) (Fig. B.02) (Nash et al., 1981). Différents éléments (V, Mo, Se, Fe,...) en plus de l'uranium vont alors précipiter dans cette zone de contact, selon une zonalité qui résulte de l'équilibre entre espèce en solution et minéraux à énergie cinétique (Eh) et pH données (De Voto, 1978). Ces dépôts sont dynamiques et progressent dans le temps (Meunier, 1984) (exemples : Wyoming, Kazakhstan).

B.2.2. Formation des minéralisations type « pénéconcordant »

Les minéralisations pénéconcordantes ou tabulaires se forment à l'intérieur des niveaux gréseux le long de zones plus perméables telles que des chenaux fluviaux ou des grès lacustres (Turner-Peterson et Fishman, 1986) (Fig. B.03a). L'uranium s'y précipite par l'intermédiaire de l'expulsion d'un fluide réducteur chargé en acide humique parfois présent dans ces zones (Fig. B.03b) selon le processus des « humates lacustres » (Meunier, 1984). Ces minéralisations sont généralement irrégulières, allongées et sous formes lenticulaires (Fig. B.03) (exemple : Niger).

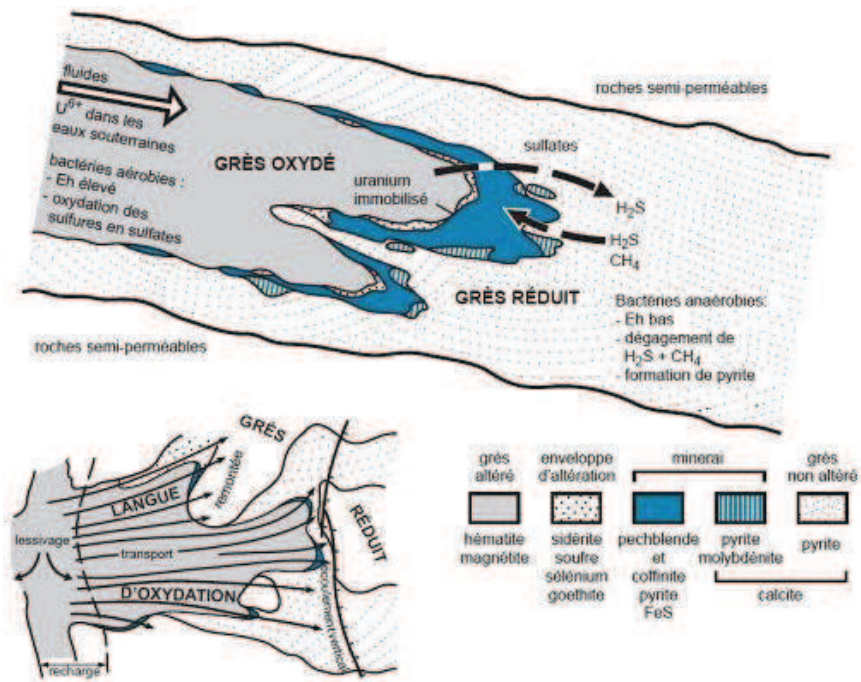


FIGURE B.02 : Représentation schématique d'un roll-front (Jébrak et Marcoux, 2008).

FIGURE B.02: Scheme of a roll-front deposit (Jébrak and Marcoux, 2008).

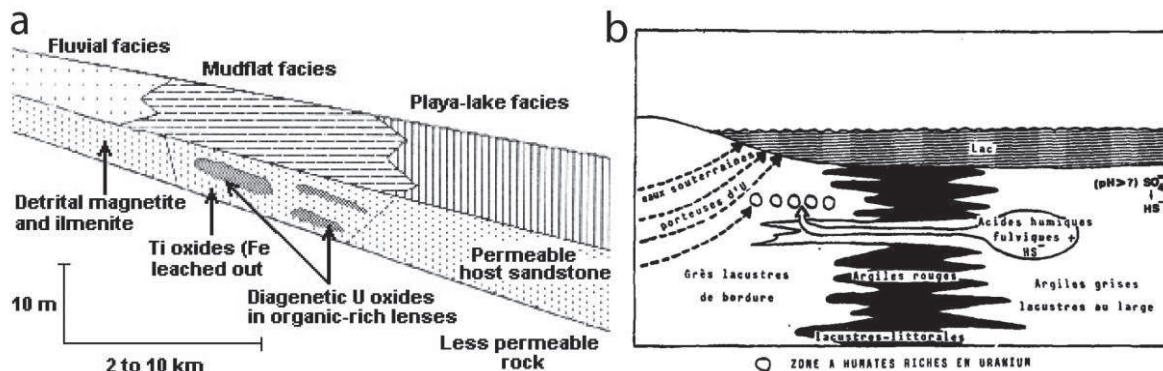


FIGURE B.03 : (a) Représentation schématique d'un dépôt pénéconcordant ou tabulaire (Nash et al., 1981).

(b) Représentation schématique du processus des humates lacustrines (Meunier, 1984).

FIGURE B.03: (a) Scheme of bankets deposits (Nash et al., 1981). (b) Scheme showing the humate lacustrine process (Meunier, 1984).

B.2.3. Formation des minéralisations dans les zones de faille

Les zones de failles peuvent permettre la localisation des minéralisations d'uranium dans les grès poreux. Les failles peuvent en effet constituer des structures perméables conduisant des fluides réducteurs (fluides hydrothermaux, hydrocarbures...) qui permettent la précipitation de l'uranium (Figs. B.04 et B.05) (Jébrak et Marcoux, 2008). Ce type de dépôts s'observe notamment dans le bassin de Lodève (Fig. B.04) (Mathis et al., 1990), ou en Athabasca au Canada (Fig. B.05) (Quirt, 1989 ; Mercadier, 2008). Les failles peuvent aussi conduire des fluides qui altèrent les formations, remobilisent l'uranium et permettent une concentration sur de nouveaux supports géologiques faillés (Valsardieu et Cuney, 2000). (autre exemple : breccia pipes, plateau du Colorado).

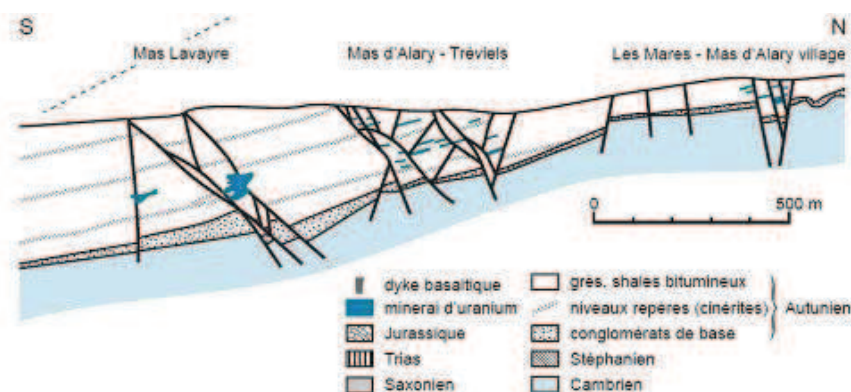


FIGURE B.04 : Minéralisation d'uranium du Bassin de Lodève (Mathis et al., 1990).

FIGURE B.04: Uranium ore deposit in Lodève Basin (Mathis et al., 1990)

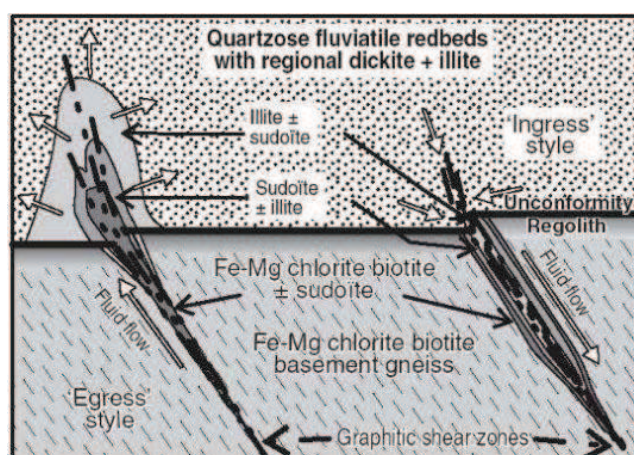


FIGURE B.05 : Minéralisation d'uranium associée aux circulations de fluides hydrothermaux dans les zones de faille (Quirt, 1989).

FIGURE B.05: Uranium ore deposit associated to hydrothermal fluid flow within fault zone (Quirt, 1989).

Les processus de formation des minéralisations d'uranium sont donc liés à des circulations de fluides à l'intérieur des réservoirs gréseux ou sableux poreux. On constate que les failles peuvent jouer un rôle important sur la minéralisation de l'uranium dans les cas où elles sont en mesure d'influencer la circulation des fluides oxydants ou réducteurs au sein du réservoir (drain ou barrière). Les failles peuvent en effet constituer des **drains** et **conduire** des fluides réducteurs (fluides hydrothermaux, hydrocarbures) permettant la précipitation de l'uranium dans la zone de faille. Elles peuvent aussi indirectement influencer la localisation des minéralisations quand elles constituent des **barrières** et forment des **pièges** à hydrocarbures permettant la précipitation de l'uranium au voisinage de ces failles.

Les bandes de déformation et les failles cataclastiques induisant de forts contrastes de perméabilité (supérieurs à 2 ordres de grandeur) sont donc susceptibles de former des pièges à hydrocarbures et localiser ainsi les minéralisations d'uranium dans les réservoirs sablo-gréseux poreux. Il est aussi probable que la présence de ces structures influe sur la vitesse d'infiltration des fluides oxydants, pouvant potentiellement perturber la géométrie des roll-fronts. En revanche, les bandes induisant des contrastes de perméabilité modérés (inférieurs à 2 ordres de grandeur) ne semblent pas en mesure d'influencer la localisation ni la géométrie de ces minéralisations.

C. Rôle de l'hétérogénéité mécano-stratigraphique sur l'organisation des réseaux conjugués de bandes cataclastiques cisailantes dans les réservoirs gréseux poreux

Le modèle structural, mécanique et petrophysique développé dans cette thèse montre une relation étroite entre les attributs géométriques des bandes (angle diédraux entre les conjugués, épaisseur, espacement), l'intensité de la cataclase dans leur microstructure et les propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité, transmissibilité) qui en découlent (voir note 3). Ces caractéristiques sont contrôlées par différents facteurs internes (taille de grains, porosité, tri, compaction) et externes (enfouissement, régime tectonique, propagation de faille). Cependant, ces paramètres de contrôle ne permettent pas d'expliquer les variations de symétrie observées entre les sets conjugués de certains réseaux de bandes comme les réseaux de shear-enhanced compaction bands en Provence (voir note 2). En effet, un seul set le long d'affleurements pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètre de longueur, des sets en alternance selon plusieurs longueurs d'onde, ou les deux sets conjugués à égale proportion peuvent être observés dans les mêmes conditions d'enfouissement, de régime tectonique et de propriétés de l'encaissant. Un facteur non-cité précédemment semble donc en mesure d'influencer la symétrie de ces réseaux et est, par conséquent, susceptible d'avoir un impact sur la transmissibilité du réservoir.

Cette partie se présente sous la forme d'une note intitulée « ***Impact of a multilayer structure on initiation and evolution of strain localization in a reservoir: field data and numerical modeling*** » soumise à publication à *Tectonophysics*. À l'aide de modèles numériques établis sur les bases de la théorie de la bifurcation (Alexandre Chemenda, Université Sophia-Antipolis de Nice), nous montrerons l'influence des propriétés mécaniques des couches lithostratigraphiques (élasticité, friction entre les couches) sur la symétrie des réseaux conjugués de bandes cataclastiques, en particulier ceux de shear-enhanced compaction bands. Une forte élasticité des couches avoisantes au niveau considéré semble en effet favoriser le développement de réseaux asymétriques (un seul des deux sets conjugués observés) alors qu'une faible élasticité de ces mêmes couches semble favoriser le développement de réseaux symétriques (les deux sets conjugués à égale proportion). Une faible friction entre ces différentes couches génère aussi la formation de réseaux symétriques. L'alternance de couches lithostratigraphiques de différentes propriétés mécaniques semble donc avoir une certaine influence sur l'organisation des réseaux de bandes cataclastiques. En revanche, ce paramètre ne semble pas contrôler directement les propriétés microstructurales et pétrophysiques des bandes et ne remet donc pas en cause la validité du modèle établi. De nouvelles investigations semblent cependant nécessaires afin de mieux comprendre l'organisation des réseaux de bandes cataclastiques dans les réservoirs multi-couches.

Note 6

Impact of a multilayer structure on initiation and evolution of strain localization in a reservoir: field data and numerical modeling

Soumise à publication dans ***Tectonophysics***

*Chemenda, A.I., **Ballas, G.**, Soliva, R.*

Impact of a multilayer structure on initiation and evolution of strain localization in a reservoir: field data and numerical modeling

Alexandre I. Chemenda¹, Gregory Ballas², Roger Soliva²

¹ *Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur, 250 av Einstein 06560 Valbonne, France*

² *Géosciences Montpellier, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier, cedex 5, France.*

Corresponding author: Alexandre Chemenda

E-mail: chem@geoazur.unice.fr

Tel.: +33 4 9294 2661.

Fax : +33 4 9294 2610

Abstract

Networks of localized conjugate compactive-shear bands with large dihedral angle (corresponding to so-called shear-enhanced compaction bands) were generated in 3-layer plane strain finite-difference models. The central layer has elastic-plastic properties with a small positive internal friction coefficient, negative dilatancy factor, and the hardening modulus reducing during the deformation. The two other layers are elastic. The spatial organization of the networks in the central layer, resulting from the elastic-plastic instability of the 3-layer system, was shown to be dependent of the contrast of the elastic stiffness of the layers and on the friction between them. When the stiffness E of the elastic layers and/or the friction are small, the networks are rather symmetric (the bands of both orientation families are distributed homogeneously within the layer). Increase in E at high friction, results in the clustering of the bands of one orientation along a layer segment which is followed by another segment filled with the bands of the other orientation. Different network types are characterized by different band spacing which is smaller in the clustered networks. The intensity of inelastic deformation and hence of porosity reduction within the bands are also smaller in this case. The obtained band networks are very similar to those in nature where the same variability of the networks organization is observed. Available geological and mechanical data confirm the conclusions from the modeling about the origin of this variability.

1. Introduction

Shear deformation localization bands are widespread structures in different materials and notably in geomaterials where they can accommodate not only shear but also volume strain, compactive (in compactive shear bands) and dilatant (in dilatant shear bands) (e.g. Aydin et al., 2006, Fossen et al., 2007). These bands typically form two conjugate families resulting in more or less homogeneous/symmetric conjugate band patterns in the field (Fig. 1), rock tests (Figs. 2a,b), and physical models (Figs. 2c,d). This is coherent with the bifurcation analysis predicting these bands to form symmetrically to the maximal compression direction (Rudnicki and Rice, 1975, Chemenda, 2007). Recent field observations, however, show that only one family of bands can be present along a segment of a sedimentary layer (Ballas et al., 2013) (Fig. 3). This segment is followed by another one with the bands of the second family (Fig. 3c). The conjugate bands are observed in these cases only in the transition zones between the segments (Fig. 3c and lower sandstone layer in Fig. 4a). There is thus a sort of quasi-periodic clustering of the bands of different orientation families (polarity) producing asymmetric band networks (versus symmetric networks where the bands of both polarities are distributed rather homogeneously). The length of the layer segments with different band orientations can be very

different, from few tens centimeters in Fig. 3c to several meters in Fig. 3d.

The field observations suggest that the asymmetric band networks are typical when the dihedral angle between the bands of different polarity is sufficiently large, say larger than 80° (this angle is 2ψ , where ψ is the angle between the deformation band and the σ_1 direction).

This rule of thumb works indeed for all the field examples in Fig. 3 and is in agreement with the numerical models in (Chemenda et al., 2012). This rule, however does not work for the examples in Fig. 1b ($\psi \approx 40^\circ$), Fig. 4a (upper sandstone layer, $\psi \approx 45^\circ$) and the experimental result in Fig. 2b ($\psi > 45^\circ$) where symmetric conjugate band patterns are observed for high ψ , suggesting that there are other factors defining the type (symmetric or dissymmetric) of band networks.

It is well known (and is seen in Fig. 2) that ψ increases with the mean stress/pressure due to the reduction of the dilatancy factor β (increase in the rate of the reduction of the porosity during the deformation) and of the internal friction coefficient. The higher the pressure, the lower (the more negative) is the β value and the higher is the ψ value. When $\beta < 0$, there is a porosity reduction and therefore the forming shear bands are also compactive. In the geological literature a large band class, the compactive shear bands, is frequently subdivided on two classes, the compactive shear bands (CSBs) (when β is not very negative and therefore ψ is not very large, $\psi < 40^\circ$) and the shear-enhanced compaction bands (SECBs) (when $\psi > 40^\circ$) (Eichhubl et al., 2010; Ballas et al., submitted). The field examples in Figs. 1b, 3, and 4 correspond to this last class. As mentioned, some of these examples represent asymmetric while others symmetric band patterns.

Both symmetric and asymmetric band organizations are thus possible for SECBs. The question arises what are the factors defining the pattern type. An indication on it follows from the numerical models in (Chemenda et al., 2012) showing that the clustering of SECBs can occur only in

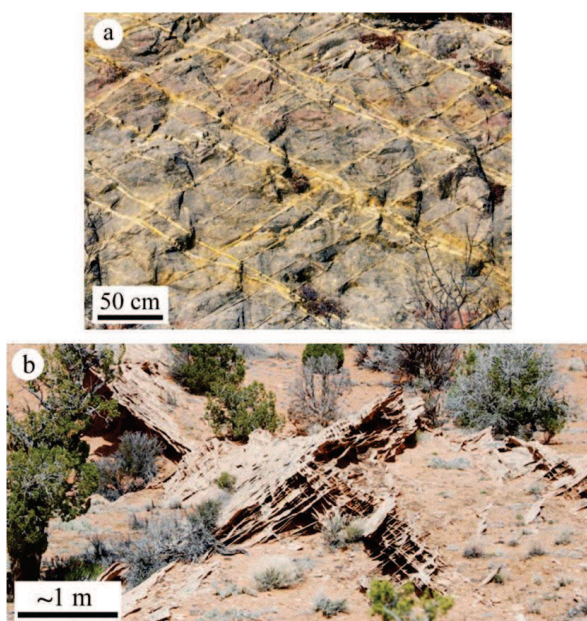


Figure 1 Examples of symmetric band networks. (a) Compactive shear bands at the Quartier de L'Etang quarry ("Bassin du Sud-Est", Provence, France) (Saillet and Wibberley, 2010). (b) Shear-enhanced compaction bands at Buckskin Gulch (Utah, USA) ((Schultz, 2011).

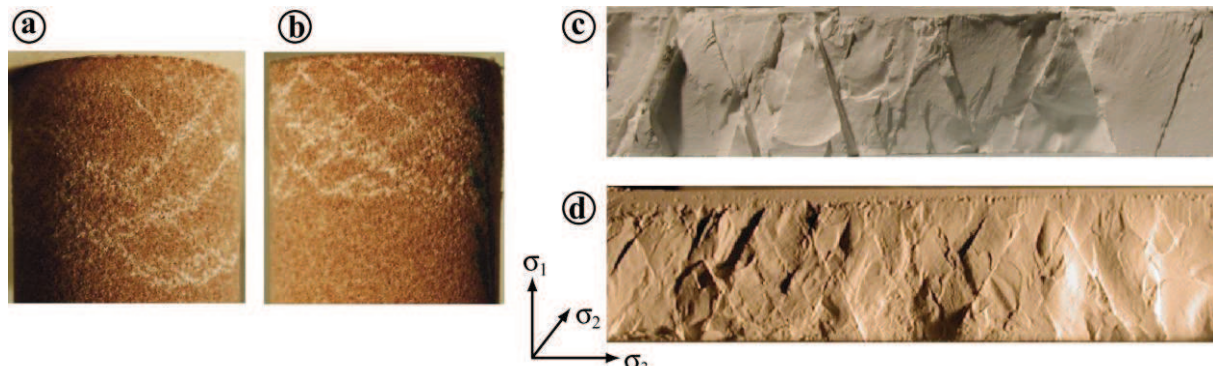


Figure 2 Deformation bands generated in the laboratory. (a) and (b) Samples of Vosges sandstone deformed in conventional triaxial compression tests at the confining pressure of 50 MPa (a) and 60 MPa (b) ((Bésuelle et al., 2000), courtesy of P. Bésuelle). (c) and (d) Samples (layers) of Granular Rock Analogue Material (GRAM2) subjected to a plane-strain extension (before extension the samples were hydrostatically pre-stressed to different mean stresses, 1 MPa (c) and 1.5 MPa (d)) (Jorand et al., 2012).

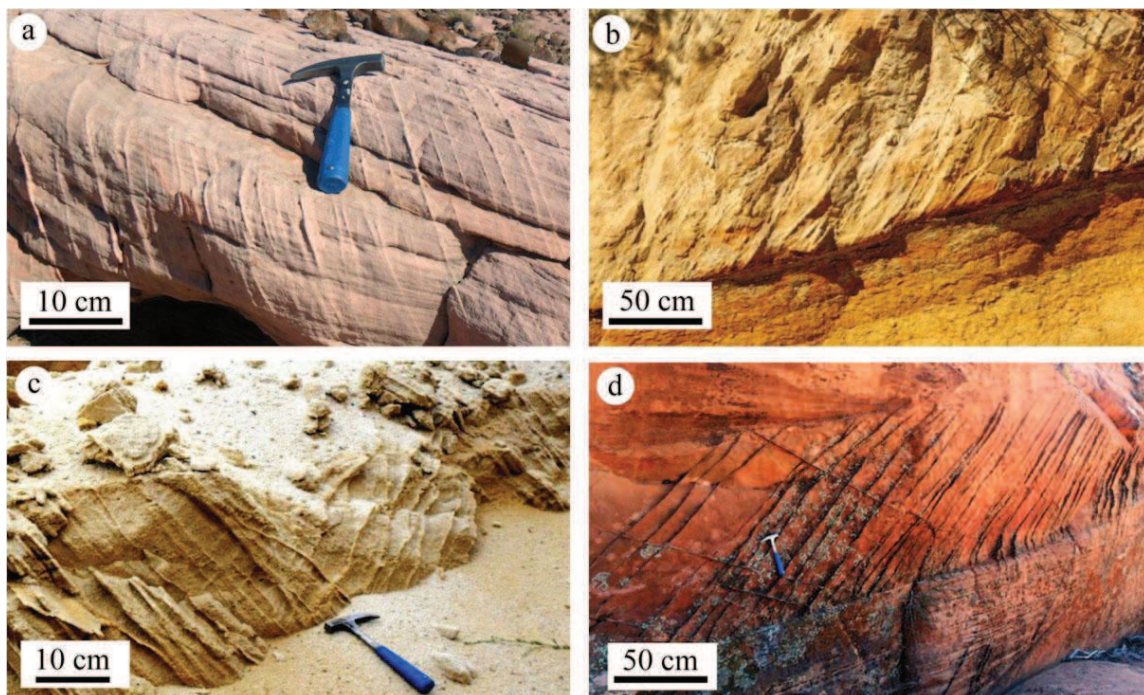


Figure 3 Examples of asymmetric SECBs formed under contractional setting (thrust-fault regime) in multilayer series of aeolian or marine sandstones. (a) A cluster of parallel deformation bands in a segment of sandstone layer at the Valley of Fire State Park (Nevada, USA). (b) A band cluster in a segment of sandstone unit underlaid by a marl level at the Montmout quarry ("Bassin du Sud-Est", Provence, France). (c) Band clusters of different families in the sandstone at the Tresques quarry ("Bassin du Sud-Est", Provence, France). (d) A sandstone layer interbedded between finer sandstones at Buckskin Gulch (Utah, USA).

multilayer systems and depends on the properties of the layers. In the present paper we investigate this issue in more detail in 3-layer numerical models and show that the band pattern and its spatial characteristics (variability) is defined by the contrast in the elastic properties of the layers and the friction between them. The conclusions following from the modeling are in agreement with both the geological observations and laboratory experiments.

2. Numerical modeling

The modeling setup, the used constitutive model, the relevant theoretical background, the criteria guiding the choice of the model parameters, and the mesh sensitivity analysis are presented in detail in (Chemenda et al., 2012) and are partially resumed hereafter.

2.1. Modeling Setup

The plane-strain, three-layer model is subjected to the velocity boundary conditions (Fig. 5). All the layers have elastic properties described by

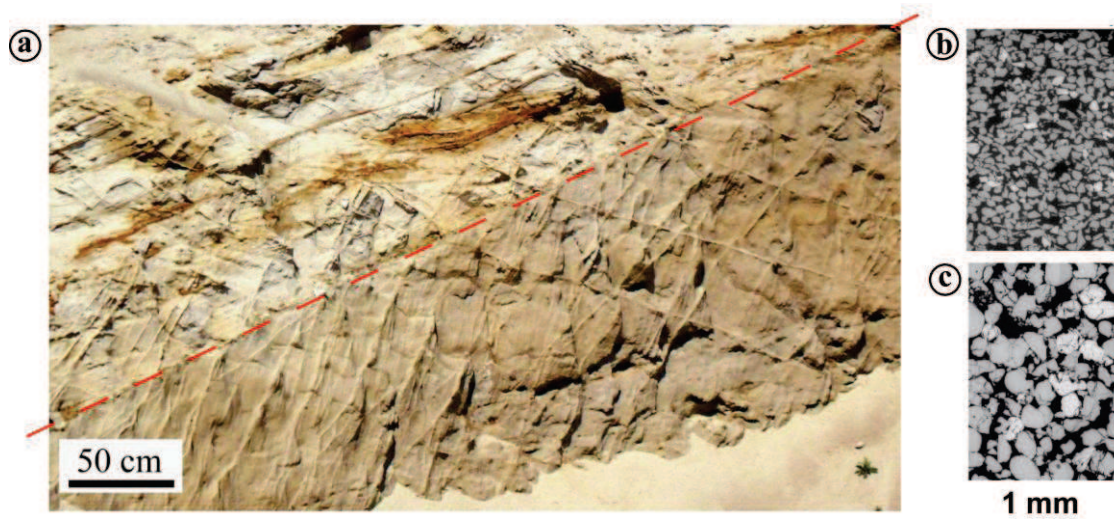


Figure 4 Symmetric and asymmetric networks of SECBs at the Boncavaï quarry ("Bassin du Sud-Est", Provence, France). (a) Outcrop view of two layers separated by the red dashed line. (b) and (c) Grain-scale SEM images of the host (located outside the deformation bands) material of the upper and the lower layers, respectively.

Hook's equations. Layer 2 can undergo in addition the inelastic (or plastic) deformation after meeting the yield condition. The layers represent/model weakly cemented sandstones. The Poisson's coefficient ν for these materials does not vary much and is typically between 0.2 and 0.3, while the Young modulus can vary considerably around an average value of the order of 1×10^{10} Pa. The inelastic deformation of layer 2 is described by the Drucker-Prager constitutive model defined by the yield condition

$$\bar{\tau} - \alpha \sigma_m - k = 0 \quad (1)$$

and the plastic potential function ϕ

$$\phi = \bar{\tau} - \beta \sigma_m, \quad (2)$$

where α is the internal friction coefficient, k is the cohesion, σ_m is the mean stress, and $\bar{\tau}$ is the Mises equivalent shear stress.

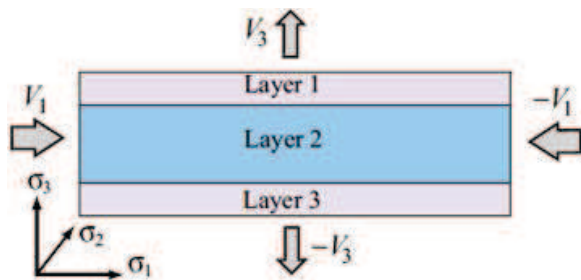


Figure 5 Setup of 2-D 3-layer numerical models. Layer 2 is elastic-plastic, and layers 1 and 3 are purely elastic. The model (all the

layers) is pre-stressed close to the yield of the layer 2 and subjected to the slow velocity boundary conditions V_1 and V_3 . The initial velocities are imposed throughout the whole model with constant gradients in each direction to avoid a dynamic shock at the onset of the model loading. Then, the constant velocities are maintained only at the model boundaries. The applied values $V_1 = 2 \times 10^{-2}$ and $V_3 = 2 \times 10^{-3}$ are chosen such that the inertial forces are negligible and the vertical stress changes little during the deformation. The σ_2 -normal boundaries are fixed in the σ_2 direction. All model boundaries are free in the direction parallel to the boundaries. The model length is 12 m. The thickness of layer 2 is 1 m. The thickness of layers 1 and 3 is 0.5 m. The Poisson's coefficient of all the layers is 0.25. The Young modulus of layer 2 is $E_2 = 1 \times 10^{10}$ Pa and that of layers 1 and 3, E , is different in different models and is indicated in the captions to the corresponding figures. The internal friction coefficient and the dilatancy factor of layer 2 are 0.2 and -0.1, respectively. The coupling of the layers is total in all the models except that in Fig. 9 where the friction angle between the layers is of 1° and the cohesion is zero. The initial stresses are: and $\sigma_1 = 1.1 \times 10^7$ Pa, $\sigma_2 = 8.1 \times 10^6$ Pa, and $= 6 \times 10^6$ Pa. The model resolution is 200×2400 .

2.2. Choice of the parameter values

The choice of the α value is largely defined by the ψ value. In the example in Fig. 4 (which is our reference example for the modeling), this angle is around 45° . Based on the numerous experimental data on the porous rocks (i.e., (e.g., Wong et al., 1997, Baud et al., 2006) and rock-like materials (Nguyen et al., 2011), such angle corresponds to the stress-state somewhat before the peak of the yield/failure envelope, i.e., before the cap segment of this envelope. This stress state corresponds to small values of α (at the envelope peak $\alpha = 0$; at very small

σ_m , α is typically between 0.5 and 0.8, and after the peak, α is negative). Assume therefore a small α value, $\alpha = 0.2$. The dilatancy factor at this stress state is not far from zero (can be either slightly positive or negative). Since we are dealing with SECBs, where the material porosity is up to 10% (4% on average) lower than in the host rocks (Ballas et al., 2013), β should be negative. Assume $\beta = -0.1$ (it can be calculated (e.g., (Chemenda et al., 2012) and will be seen from the presented numerical models that ψ at the chosen α and β values is near 45° as desired).

The effective stresses applied to the model are defined as follows. The vertical effective stress is $\sigma_v = (\rho - \rho_w)gz$, where ρ is the rock density; ρ_w is the water density; g is the acceleration of gravity, and z is the depth at which deformation bands were formed. Referring to the example in Fig. 4, $\rho \approx 2000 \text{ kg/m}^3$ and $z \approx 500 \text{ m}$, which yields $\sigma_v \approx 5 \times 10^6 \text{ Pa}$. Since we consider thrust-fault tectonic regime (corresponding to all presented geological examples), $\sigma_v = \sigma_3$; σ_1 and σ_2 are horizontal and oriented as shown in Fig. 5. The values of σ_1 and σ_2 are chosen such that they satisfy condition (1) and $\sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1$. We assume $\sigma_3 = 6 \times 10^6$, $\sigma_2 = 8.1 \times 10^6 \text{ Pa}$, and $\sigma_1 = 1.1 \times 10^7 \text{ Pa}$. These stress values were imposed in the numerical models as initial conditions. The corresponding k value is $k = 8.35 \times 10^5 \text{ Pa}$.

It should be noted that the modeling results do not depend on the absolute values of the stresses, but only on the dimensionless Lode-type parameter N (Chemenda et al., 2012) defined as $N = -s_2/\bar{\epsilon}$, where s_2 is the intermediate principal deviatoric stress. In this paper $N = 0.1$, i.e., the deviatoric stress state is close to the pure shear. The cohesion value can be different as well. Important is only that this value and the applied stresses satisfy condition (1), and that N is kept the same.

2.3. Hardening modulus and its evolution with deformation

As in reality, we impose a decrease of the normalized hardening modulus h with inelastic

deformation from a large, subcritical value h_{ini} to the value h_{end} below the critical one, h_{cr} , corresponding to the onset of the continuous deformation bifurcation ($h = H/G$, where H is the hardening modulus, and G is the shear modulus). As in (Chemenda et al., 2012), a linear increase of h with the equivalent inelastic shear strain $\bar{\gamma}^p$ is imposed

$$h = h_{ini} + \bar{\gamma}^p (h_{end} - h_{ini}) / \bar{\gamma}_0^p \quad (3)$$

where $h_{ini} = 0.006$, $h_{end} = -0.03$, $\bar{\gamma}_0^p = 5 \times 10^{-3}$ (for the chosen model parameters $h_{cr} = 0.00556$). The evolution of h is due to the evolution of k , which first increases from its initial value of $8.35 \times 10^5 \text{ Pa}$ and then gradually reduces to a residual value of $6 \times 10^5 \text{ Pa}$ that is close to the initial one. This corresponds to a rather ductile deformation regime.

3. Results

The numerical simulations were performed with the dynamic, finite-difference code Flac3D using a time-matching explicit calculation scheme and the constitutive model (1 – 3). Below we present several numerical models summarizing the results of numerous simulations. The only parameter changing from one model to another in Figs. 6 – 8 is the Young modulus E of layers 1 and 3. For layer 2, the Young modulus, E_2 , is always the same, $E_2 = 1 \times 10^{10} \text{ Pa}$. The Poisson's coefficient of all layers is of 0.25. Other parameter values are indicated in the previous section and in the caption of Fig. 5. The coupling between the layers in the models in Figs. 6 – 8 is total and in the model in Fig. 9, the friction angle between the layers is reduced to 1° .

In the model in Fig. 6, where all the layers have the same Young modulus, the evolution of the inelastic deformation of layer 2 is shown in detail. This deformation passes through several stages. At $h \gg h_{cr}$ it is homogeneous (not shown in Fig. 6) and when approaching h_{cr} , (Fig. 6a), is affected by the elastic-plastic (acceleration) waves that play a central role in the deformation bifurcation theory (Hadamard, 1903, Hill, 1962, Mandel, 1966). These waves are seen through very small propagating variations of $\bar{\gamma}^p$ in Figs. 6a-i. The wave geometry and kinematics change with $\bar{\gamma}^p$ (with h reduction) until

they become stationary starting from Fig. 6j. These stationary waves correspond to the deformation localization bands. Initially, the band pattern is basically symmetric (the bands of both families are homogeneously distributed within the layer), Fig. 6j, but then the band clustering is observed (starting from Fig. 6k). There are three clearly separated model segments of different length with bands of the opposite polarity (Fig. 6l). The band spacing λ evolves with deformation. Initially (Fig. 6k), λ is small and roughly equal to the band thickness. Then some bands die and therefore λ increases (Figs. 6l, m). At later stages, λ reduces again to its ultimate value due

to the reactivation of certain bands (Fig. 6n, o).

Fig. 7 presents five models that underwent the same amount of horizontal shortening and differing only by E . The model in Fig. 8 shows the evolution of the model in Fig. 7d with progressive band “saturation”.

In the last model in Fig. 9, $E = E_2$, i.e., it is the same as in the model in Fig. 6 but the friction angle between the layers is reduced to a small value of 1° .

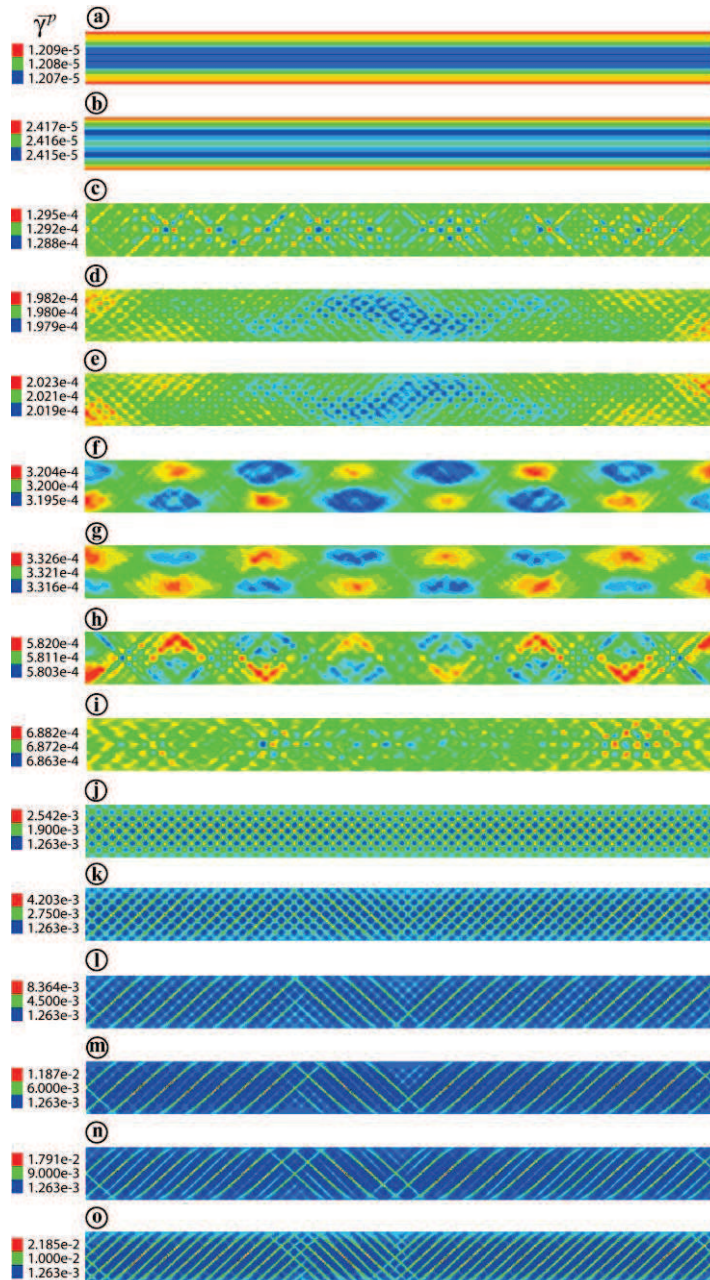


Figure 6 Evolution of the $\bar{\gamma}^p$ pattern in layer 2 at $E = E_2$. Other model parameters are indicated in the caption of Fig. 5.



Figure 7 The $\bar{\gamma}^p$ patterns in layer 2 in four models run to the same total horizontal shortening of 2.8×10^{-2} m. (a) $E = 5E_2$. (b) $E = E_2$. (c) $E = 0.5E_2$. (d) $E = 0.3E_2$. (e) $E = 0.05E_2$. Other model parameters are indicated in the caption of Fig. 5.



Figure 8 Several stages of the evolution of the $\bar{\gamma}^p$ pattern in layer 2 at $E = 0.05E_2$. Other model parameters are indicated in the caption of Fig. 5.

4. Concluding discussion

The patterns of shear deformation bands typically include bands of both polarities/orientations

(we call shear all the bands accommodating a shear displacement along them independently on the volume deformation). The spatial organization of these bands in the numerical models can be very different and changes with the deformation. The bands result from complex, multi-step elastic-plastic

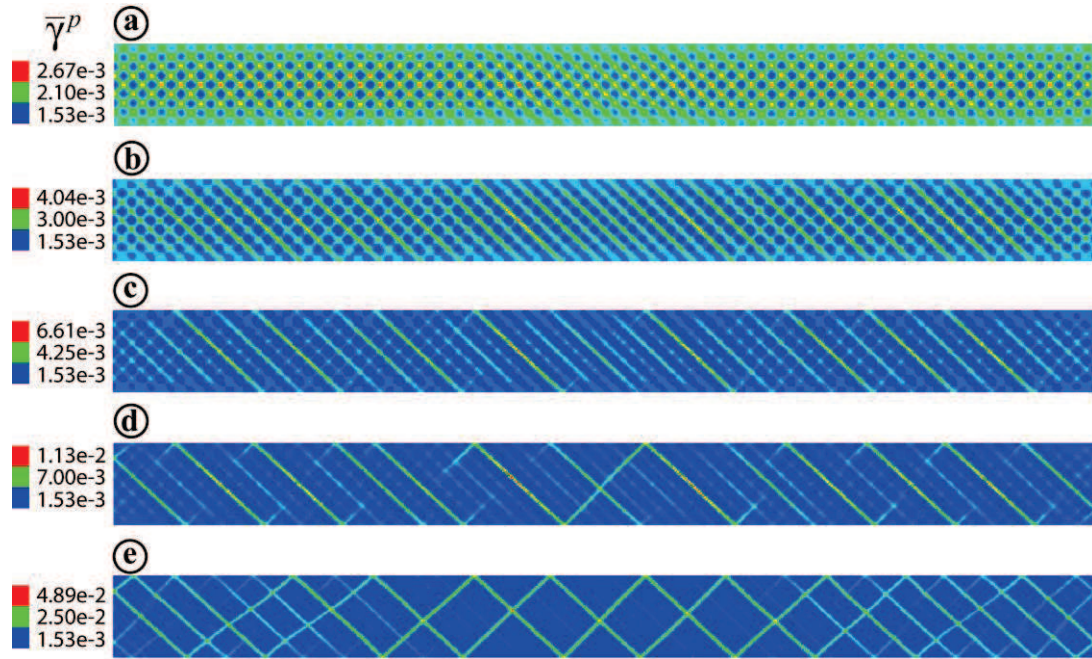


Figure 9 Evolution of the $\bar{\gamma}^p$ pattern in layer 2 at $E = E_2$ and the interlayer friction coefficient of 1° . Other model parameters are indicated in the caption of Fig. 5.

instability of a multilayer system (Fig. 6) which depends on both the elastic and plastic properties. At the early evolutionary stages, the bands form dense symmetric networks (Figs 6j), but then (during the post-bifurcation evolution) this symmetry is rapidly lost (Figs 6k, l). The band pattern evolves quickly to a “saturation” stage after which changes of the pattern are small. If the spatial distribution of the bands depends on the properties of all the layers and the friction between them, the band orientation (angle ψ) is defined mainly by α and β (it depends also on ν and N (Rudnicki and Rice, 1975)). These parameters are the same in all the presented models. Therefore ψ in all models is practically the same as well. Its value is between 44° and 45° (the corresponding theoretical value of ψ is $\pm 44.52^\circ$).

As was shown in (Chemenda et al., 2012), the final band patterns are symmetric only within one-layer models with roller boundary conditions (i.e., without the friction at the boundaries). The results reported in this paper show that the symmetric patterns can also form in multi-layer systems depending on the contrast of the elastic properties of the layers as well the friction coefficient μ_{int} between the layers. When μ_{int} is very small, the final band pattern is rather symmetric (Fig. 9). This case approaches the mentioned above one-layer

model with roller boundary conditions, although the symmetric pattern in Fig. 9e is preceded by the totally asymmetric one (Fig. 9c). Such a transition from an asymmetric to symmetric pattern were reported for CSBs in Fig. 1a ($\psi \approx 35^\circ$) (Saillet and Wibberley, 2010; Klimczak et al., 2011). High symmetry of the band pattern in a layer is obtained also in the models with very high interface friction (total coupling of the layers) when the Young’s modulus E of the adjacent layers is very small (Fig. 8e). This symmetry degrades with E increase (Fig. 7). The models for different E and μ_{int} thus show that the symmetry of the band pattern in a layer is higher when the resistance of the adjacent layers to its deformation is smaller.

The presented results seem to be in agreement with the field as well the experimental data. In the rock tests (as those in Figs. 2a, b), the rock sample is in a contact with more rigid, usually steel, platens. One could expect therefore that the forming band network should be strongly asymmetric, which is not the case. The reason is a very low friction (as in the model in Fig. 9) between the sample and the platens (great efforts are made by experimenters to reduce this friction as it produces very annoying boundary effects). Similar explanation is applied to the experiments in Figs. 2c, d presenting almost ideal symmetric band patterns. In these

experiments GRAM2 models (layers) were sandwiched between two rubber layers. Rubber and GRAM2 were separated by Teflon gaskets to reduce the interface friction. The whole system was first subjected to a hydrostatic compression (different in Figs. 2c and 2d) and then to a horizontal unloading under plane strain conditions and constant vertical stress. The Young modulus of GRAM2 is of 125 MPa and that of the used rubber is much smaller, of 0.4 MPa (Jorand et al., 2012). There are therefore two reasons for the formation of the symmetric band patterns, the low μ_{int} value and the low elastic stiffness of the rubber (compared to the stiffness of GRAM2).

It is more difficult to test the modeling predictions on the natural (geological) examples as the adjacent layers are not always accessible/observable and their properties (particularly at depth during the band formation) are not always certain. In this sense the outcrop in Fig. 4a is rather exceptional. It exposes two different sandstone layers with fairly symmetric (upper layer) and asymmetric/clustered (lower layer) band patterns. The grain size of the upper layer is on average about three times smaller than that of the lower layer (Figs. 4b, c), while the grain composition is very similar (Ballas et al., 2013). Although the porosity of the upper layer is higher than that of the lower one (38.8% and 27.3%, respectively), the difference in grain size is large enough to suggest that elastic stiffness of the upper layer is higher. This layer should generate therefore a more symmetric band network. The lower layer is in contact with the layer with higher stiffness. Therefore the bands within this layer should be more clustered, which is case.

The modeling results clearly show also that the band spacing λ is directly related to the symmetry/asymmetry of the band pattern. The higher the symmetry, the greater is the spacing (Fig. 7). This conclusion is also in agreement with the geological observations. In Fig. 4a, for example, the layer with coarse grains (lower layer) is affected by a dense and asymmetric band pattern, while the bands in the layer with small grains (upper layer) form more spaced and symmetric pattern. In Fig. 3d, the bands in the fine-grained sandstone (lower layer) are much more spaced than the very dense clustered bands in

the coarse-grained sandstone (middle layer). The upper layer (very fine-grained sandstone) shows no band at all.

The obtained relationship between the network type and λ is confirmed by the results of the regional analysis of the geometrical attributes of band networks from Provence: the average λ values in symmetric networks is larger than in the clustered ones (Ballas et al., 2013).

The models also show that the greater the band spacing, the larger is the contrast of inelastic shear strain $\bar{\gamma}^p$ within the bands and outside them (Figs. 7, 9e), which is understandable since the more spaced bands should accommodate larger shortening and shear displacement for the same amount of total shortening of the model. The larger the $\bar{\gamma}^p$ value at negative β , the greater the porosity (inelastic volume) and hence the permeability reduction. Consequently, the lower the stiffness of the adjacent layers and/or the interlayer friction (hence the larger the band spacing), the lower is the permeability of the bands and hence the higher is the hydraulic compartmenting of a reservoir. This conclusion is of practical importance and is also in agreement with the field data/measurements (Ballas et al., submitted)

Unfortunately, the comparison of the modeling results with field data is largely qualitative because of the lack of the relevant quantitative data on the natural examples. Nevertheless, the qualitative similarity between the models and nature (regarding the band network types, band spacing and orientation, inelastic deformation/porosity reduction within the bands) is rather convincing. This suggests a robustness of the applied numerical approach and the underlying theory. They seem to correctly capture the physics of deformation banding, which opens perspectives for various relevant applications.

Acknowledgements

We are grateful to P. Bésuelle for providing the experimental photos (Fig. 2a, b) and R. Schultz for the photo from Buckskin Gulch (Fig. 1b).

References

- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *J. Struct. Geol.* 28, 83-98.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J-P., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit, E., 2013. Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, FRANCE). *J. Struct. Geol.* 47, 3–15.
- Ballas, G., Soliva, R., Benedicto, A., Sizun, J-P., submitted. Control of tectonic setting and large-scale faults on basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France). *Marine and Petroleum Geology*.
- Baud, P., Vajdova, V., Wong T-f., 2006. Shear-enhanced compaction and strain localization: Inelastic deformation and constitutive modeling of four porous sandstones. *J. Geophys. Res.* 111, B12401, doi:10.1029/2005JB004101.
- Chemenda, A. I., 2007. The formation of shear-band/fracture networks from a constitutive instability: Theory and numerical experiment. *J. Geophys. Res.* 112, B11404, doi:10.1029/2007JB005026.
- Chemenda, A.I., Wibberley, Ch., Sallet, E., 2012. Evolution of compactive shear deformation bands: Numerical models and geological data, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2011.10.003.
- Eichhubl, P., Hooker, J., Laubach, S.E., 2010. Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. *Journal of Structural Geology*. 32, 1873–1886.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *J. Geol. Soc. London* 164, 755–769.
- Hadamard, J., 1903. *Leçons sur la propagation des ondes et les équations de l'hydrodynamique*. A. Hermann, Paris.
- Hill, R., 1962. Acceleration waves in solids. *J. Mech. Phys. Solids*, 10, 1-16.
- Jorand C., Chemenda A. I., Petit J.P., Formation of parallel joint sets and shear band/fracture networks in physical models. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2011.11.021, 2012.
- Klimczak, C., Soliva, R. Schultz, R. A. Chéry, J., 2011. Sequential growth of deformation bands in a multilayer sequence. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2011JB008365.
- Mandel, J., 1966. Conditions de stabilité et postulat de Drucker, in *Rheology and soil mechanics*, in: J. Kratchenko, Sirieys P.M. (Eds.), *Rheology and soil mechanics*. Springer-Verlag, New York, pp. 58-68.
- Nguyen, Si-H., Chemenda, A.I., Ambre J., 2011. Influence of the loading conditions on the mechanical response of granular materials as constrained from experimental tests on synthetic rock analogue material. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 48, 103-115.
- Rudnicki, J.W., Rice, J.R., 1975. Conditions for the localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials. *J. Mech. Phys. Solids* 23, 371-394.
- Sallet, E., Wibberley, C.A.J., 2010. Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France. *J. Struct. Geol.* 32, 1590-1608, doi: 10.1016/j.jsg.2010.02.004.
- Schultz, R. A., 2011. Relationship of compaction bands in Utah to Laramide fault-related folding. *Earth Planet. Sci. Let.* 304, 29–35.
- Wong, T.-f., David, C., Zhu, W., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation. *J. Geophys. Res.* 102, 3009-3025

D. Catalogue de données des affleurements de Provence et des lames-minces étudiées

Cette annexe est un complément aux données décrites et discutées dans le chapitre 2 de ce manuscrit. Dans cette annexe, nous résumerons toutes les données prélevées lors de l'analyse des bandes de déformation de Provence sous forme de fiches individuelles triées par **affleurements étudiés** et **lames-minces analysées**. Dans une première partie, nous présenterons les différents **affleurements du Gard Rhodanien** qui sont notamment résumés et discutés dans la note 3. Nous décrirons ensuite les données obtenues sur les **autres sites du bassin du Sud-Est** de la France que sont la région de Bédoin (bassin de Carpentras) et les Ogres du Roussillon (bassin d'Apt) où affleurent des grès/sables du Crétacé Supérieur. Dans une seconde partie, nous décrirons les données obtenues lors de l'analyse des **microstructures** des bandes de déformation de Provence et de Valley of Fire. Ces données seront triées en fonction du type de bandes analysées en : (1) les roches hôtes, (2) les bandes de compaction ou Shear-Enhanced Compaction Bands (SECBs), (3) les bandes cisailantes et compactantes ou Compactional Shear Bands (CSBs), (4) les bandes cisailantes ou Shear Bands (SBs), et (5) les autres structures (bandes cimentées, bandes dilatantes ?...).

D.1. Les affleurements étudiés

D.1.1. Les affleurements du Gard rhodanien

Plus d'une quarantaine d'affleurements ont été découverts et analysés en détail, lors de l'analyse régionale des réseaux de bandes de déformation du Gard rhodanien (Fig. D.01). Les données tirées de l'analyse de ces différents sites seront résumées dans les fiches suivantes :

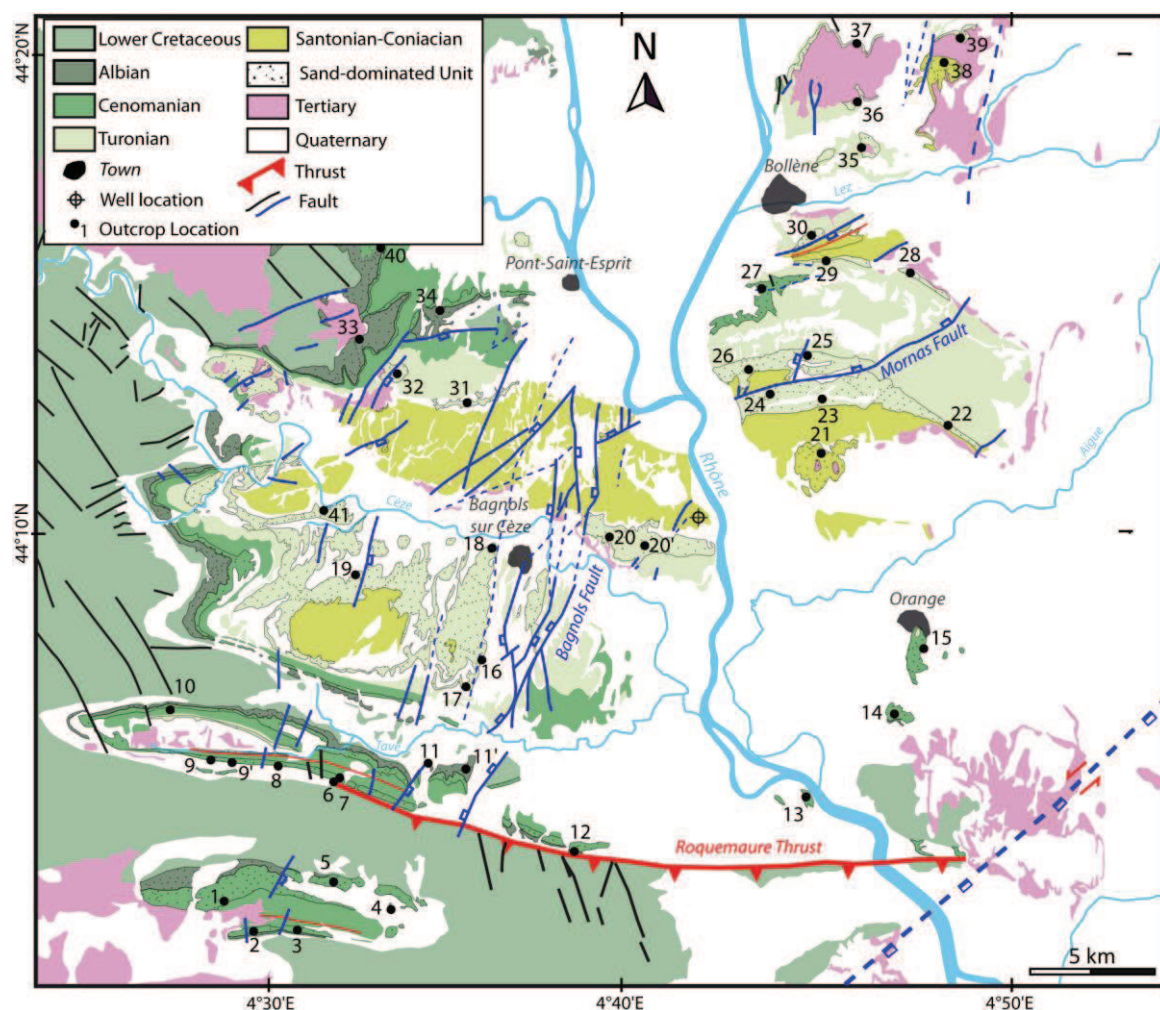


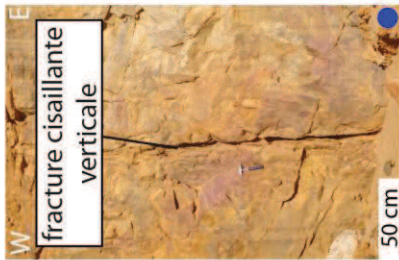
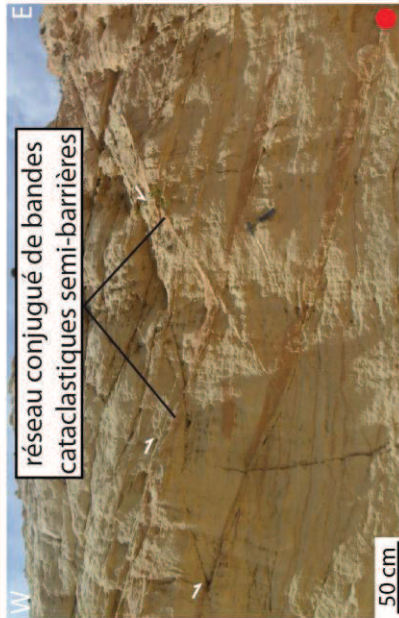
FIGURE D.01 : Carte géologique montrant l'emplacement des différents sites d'étude du Gard rhodanien.
 FIGURE D.01: Geologic map showing the location of the different study sites of the Gard rhodanien

1. BRUGAS QUARRY (VALLABRIX)

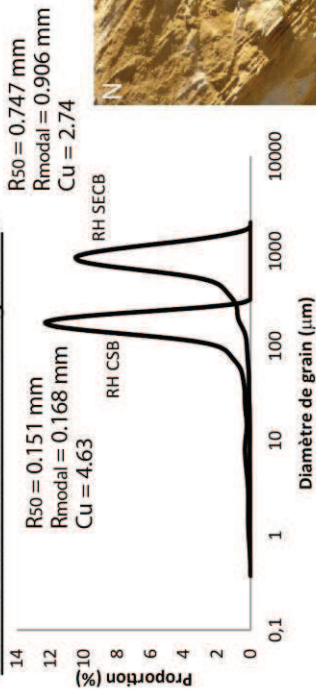


- * Descriptif :**
- Carrière en activité
 - Grés albiens
 - Faciès éoliens à deltaïques
 - Présence de silcrète

*** Affleurements :**



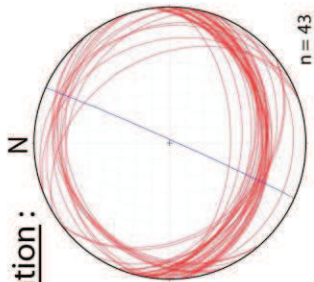
*** Distribution des tailles de grains :**



*** Pétrophysique :**

Structures	Porosité (%)	Perméabilité (mD)	R_{50} (µm)	R_a (µm)
HR	36.23	5605.5	16	27
CSB1	25.03	17.1	6.6	12
CSB2	25.45	17.8	6.6	17

*** Orientation :**



*** Déformation :**

- Réseau conjugué de bandes cataclastiques multibrins à jeu inverse, peu distribuées, se formant dans les grès fins. Bandes semi-barrières formant des vases oxydés
- Réseau conjugué de SECBs, ($\alpha = 81^\circ$) parfois parallèles aux lamines de sable, plus ou moins distribuées, se formant dans les grès les plus grossiers
- Fracture cisailante à jeu normale, recoupant un niveau cimenté de silcrète

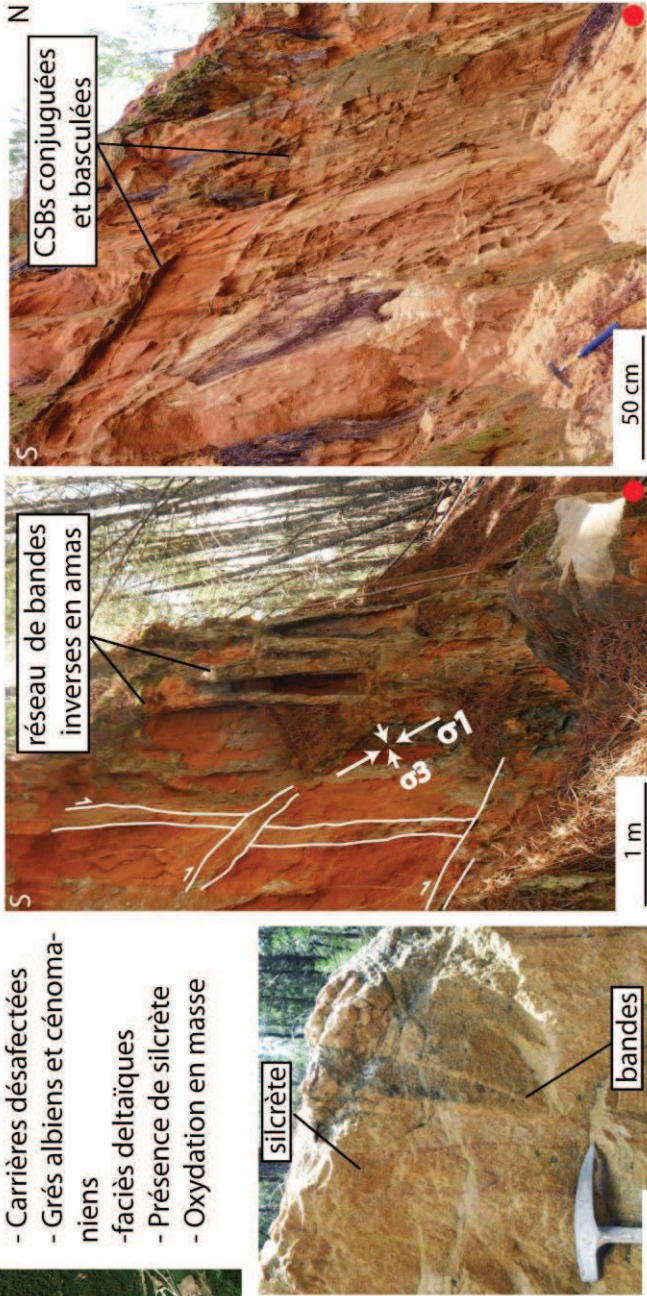
2.ST HIPPOLYTE QUARRY



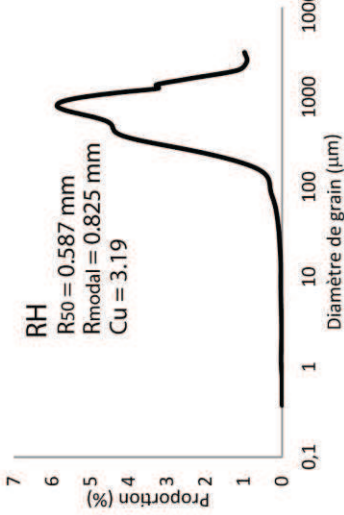
* Descriptif :

- Carrières désaffectées
- Grès albiens et céno-
- niens
- faciès deltaïques
- Présence de silcrète
- Oxydation en masse

* Affleurements :



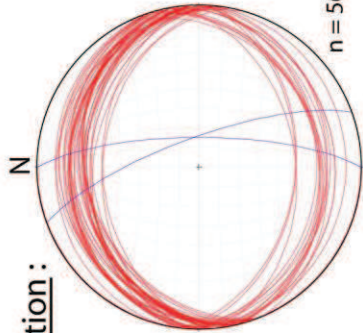
* Distribution des tailles de grains :



* Pétrophysique :

Structures	Porosité (%)	Perméabilité (mD)	R ₅₀ (µm)	R _a (µm)	T
HR	24.51	2524.1	24	63	
CSB	11.31	0.2	0.4	13	0.002
CSB	11.81	1	1.4	10	

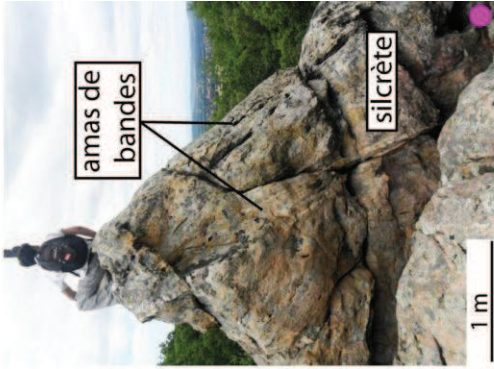
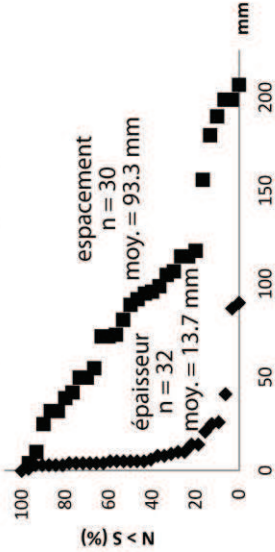
* Orientation :



* Déformation :

- Réseau conjugué de bandes cataclastiques en amas et inverses, ($\alpha = 50^\circ$), basculées avec la strati. Ces bandes limitent parfois les silcrètes
- Quelques fractures ouvertes et verticales recoupent l'ensemble (décrochement senestre?)

* Attributs géométriques :



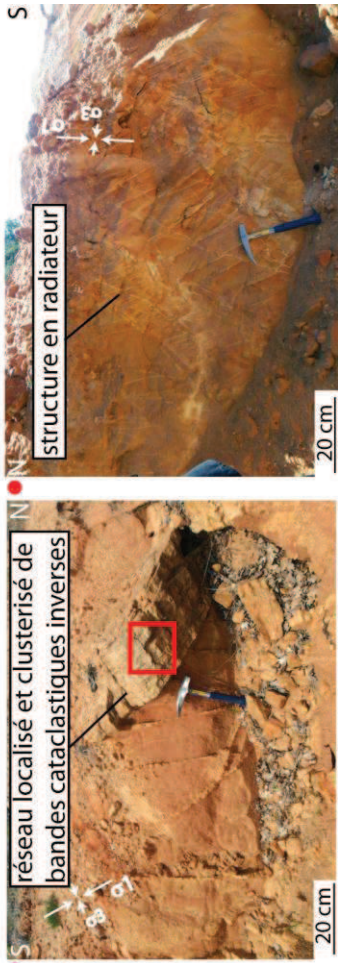
3.SPIR QUARRY



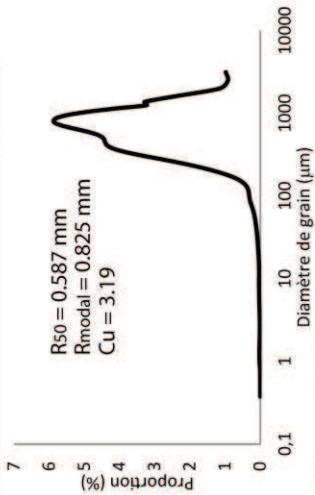
* Descriptif :

- Carrière en activité
- Grès albiens/cénomaniens
- Faciès deltaïques
- Présence de silcrète
- Oxydation en masse

* Affleurements :



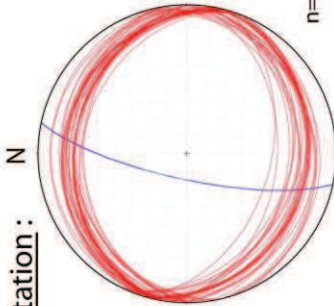
* Distribution des tailles de grains :



* Pétrophysique :

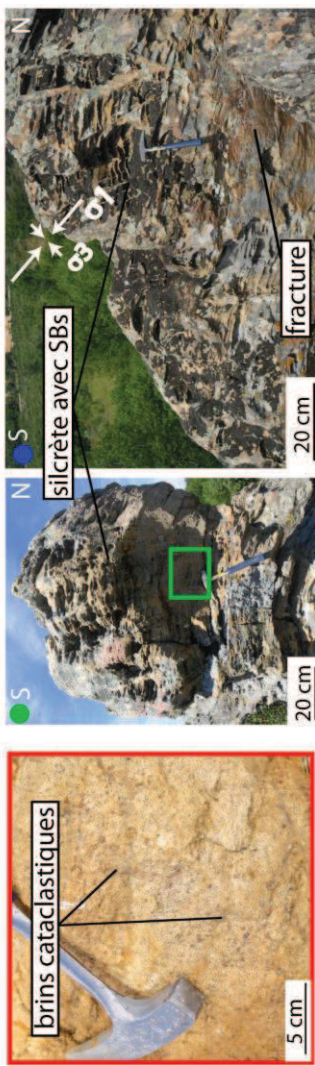
Structures	Porosité (%)	Perméabilité (mD)	R ₅₀ (μm)	R _a (μm)	T
HR	24.51	2524.1	2	63	
SB	15.25	0.3	0.7	2.9	0.002
SB	7.77	0.2	0.7	2.3	

* Orientation :

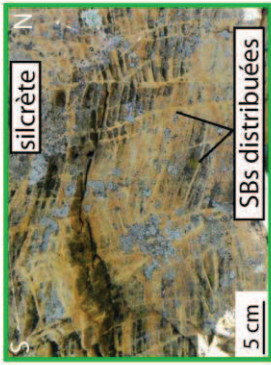
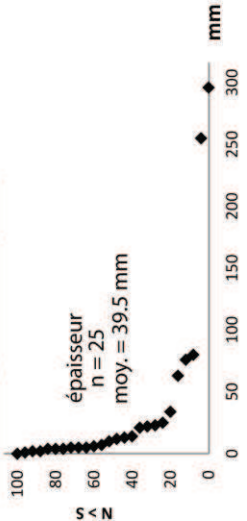


* Déformation :

- Bandes cataclastiques inverses montrant des structures en radiateur ($\alpha = 43^\circ - 50^\circ$). Ces bandes forment parfois des amas très épais, résistants et localisés
- Bandes cisailantes très distribuées dans les niveaux de silcrète
- Fractures ouvertes NS



* Attributs géométriques :



4. POUZILHAC OUTCROP



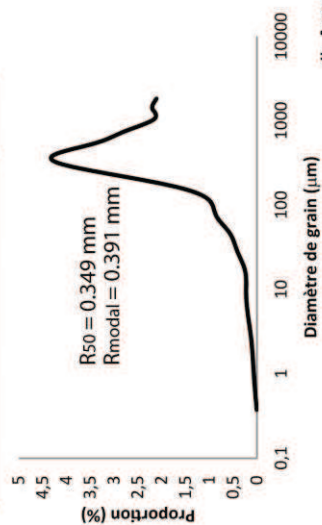
* Descriptif :

- Affleurement de bord de route
- Grès albiens/cénomaniens
- Minéralisations d'oxydes de fer et altération en masse

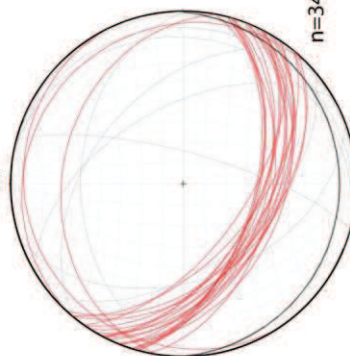
remplissage de graviers carbonatés



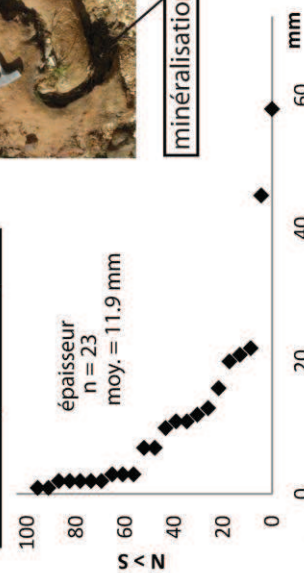
* Distribution des tailles de grains :



* Orientation : N



* Attributs géométriques :



* Déformation :

- Réseau conjugué de bandes protocataclastiques inverses assez cisailantes, montrant parfois des structures en radiateur

- Quelques fractures verticales ouvertes et oxydées pouvant aussi contenir des remplissages de graviers à matrice carbonatée (injectite?) Bande dilatante?

* Affleurements :



minéralisation d'oxyde de fer



5.LA CAPELLE OUTCROPS



* Descriptif :

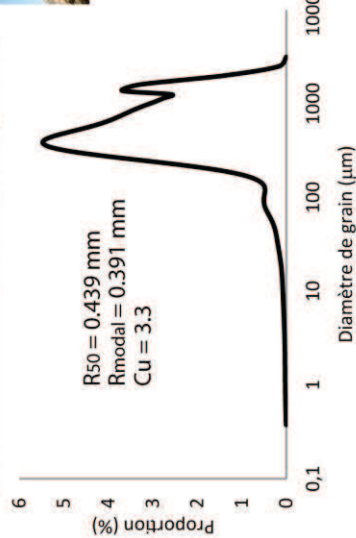
- Affleurements de forêt ou de bord de route
- Grès cénomaniens
- Chaos de silcrète ou altération en masse



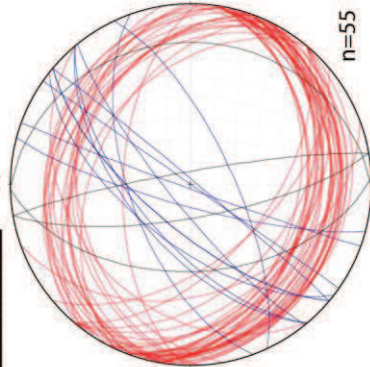
* Affleurements :



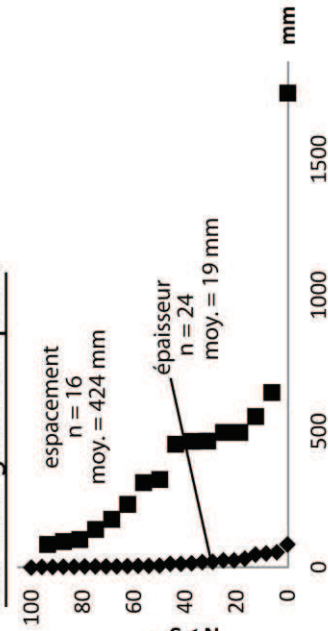
* Distribution des tailles de grains :



* Orientation : N



* Attributs géométriques :



* Déformation :

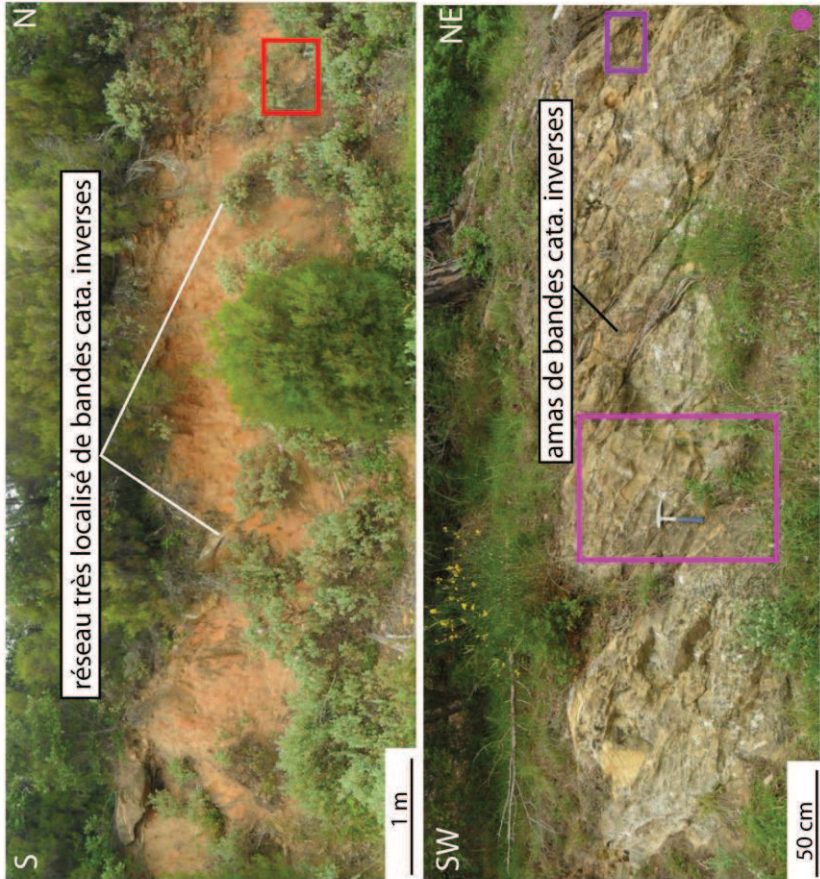
- Réseau conjugué de bandes cataclastiques inverses plus ou moins distribuées. Présence de structure en radiateur ($\alpha = 60^\circ$)
- Bandes cataclastiques subverticales à jeu normal, anté-silcrètes (décrochement pyrénéen?) puis fracture ouverte post-silcrète (décrochement oligocène?)

6-7.LE PIN OUTCROPS

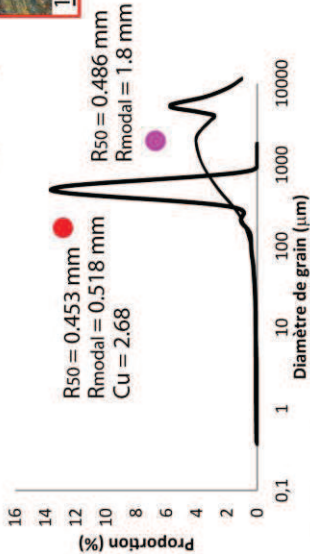
* Descriptif :

- Affleurements de bord de route
- Grès cénomaniens peu cohésifs
- Altération en masse

* Affleurements :



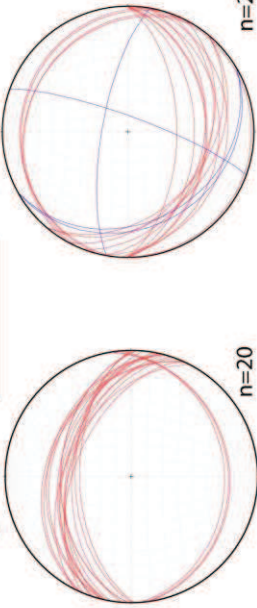
* Distribution des tailles de grains :



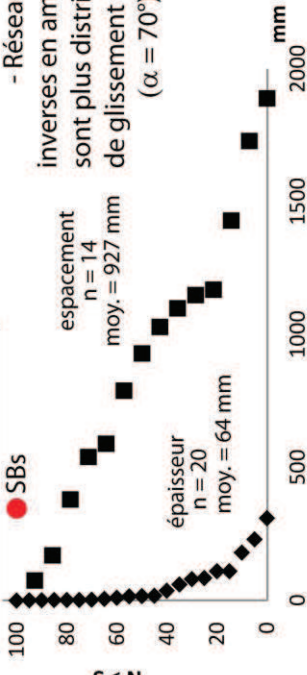
* Pétrophysique :

Structures	ϕ (%)	k (mD)	R50 (µm)	Ra (µm)	T
HR	21.61	664.8	25	57	0.02
SB	8.69	0.1	0.3	1.4	
SB	10.68	0.2	0.7	2.2	

* Orientation :



* Attributs géométriques :



* Déformation :

- Réseau localisé de bandes cataclastiques inverses en amas. Celles de l'affleurement 2 (rose) sont plus distribuées et présentent des surfaces de glissement internes ($\alpha = 70^\circ$)



8. POUGNADORESSE OUTCROP



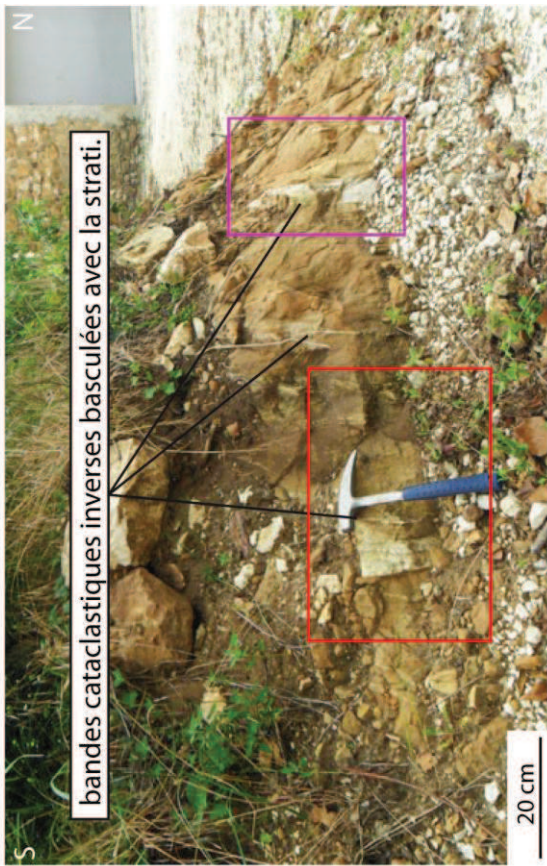
* Descriptif :

- Affleurement de bord de route
- Grès cénomaniens
- Présence de silcrête



maison faite de silcrêtes, bandes et niveaux oxydés

* Affleurements :



bandes cataclastiques inverses basculées avec la strati.



bandes

silcrêtes



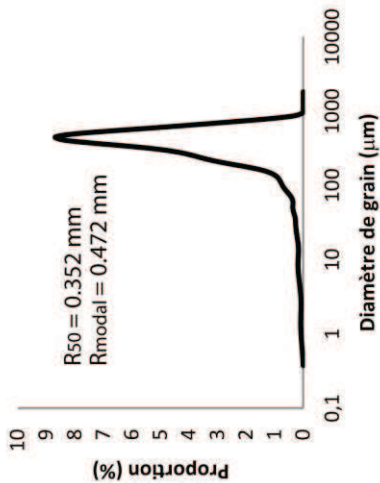
bandes cataclastiques

* Déformation :

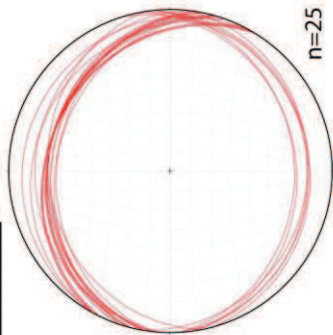
- Réseau de bandes cataclastiques inverses ($\alpha = 41^\circ$), basculées dans la strati.

Des silcrêtes sont parfois présentes entre les bandes et forment un banc +/- continu sur plusieurs kilomètres

* Distribution des tailles de grains :



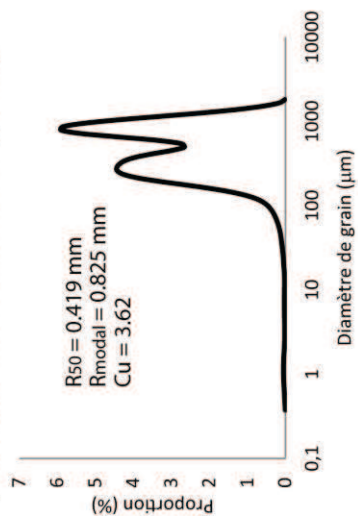
* Orientation : N



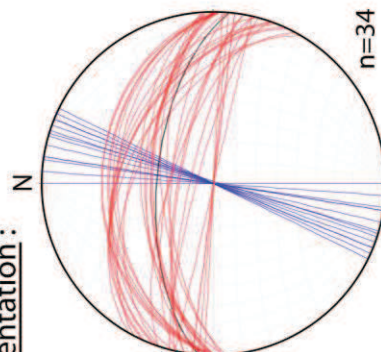
9. BASTIDE OUTCROPS



* Distribution des tailles de grains :



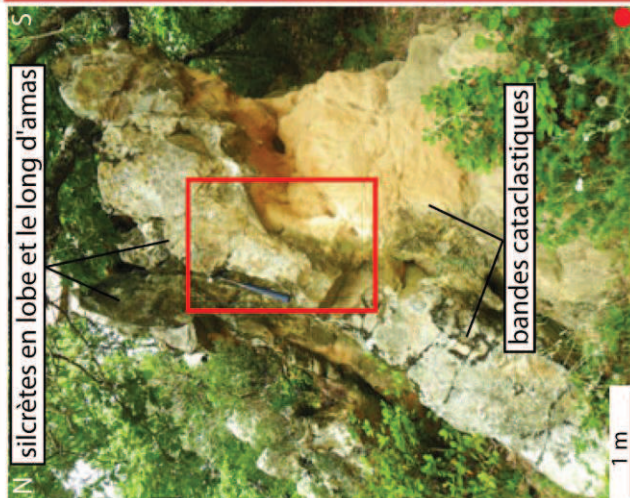
* Orientation :



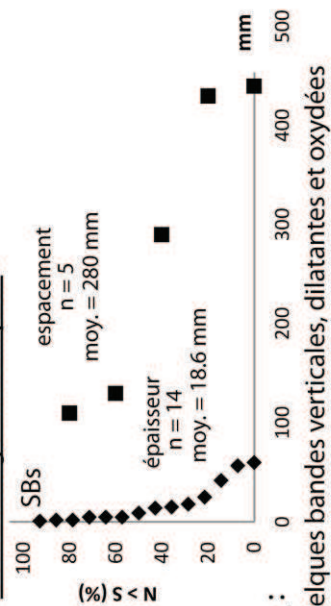
* Descriptif :

- Affleurements de bord de route
- Grès cénomaniens
- Oxydation en masse
- Présence de silcrète

* Affleurements :



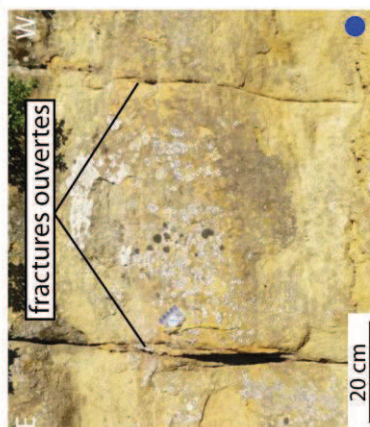
* Attributs géométriques :



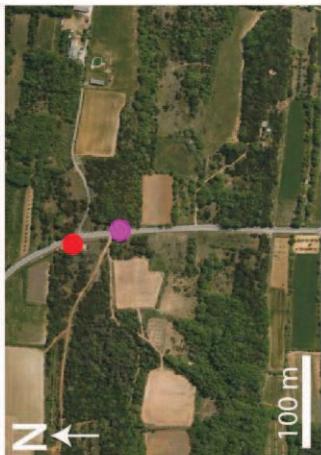
* Déformation :

- Quelques bandes verticales, dilatantes et oxydées

- Un réseau de bandes cataclastiques inverses observé, basculées avec la strati. Des silcrètes sont présentes entre les bandes et forment un banc +/- continu sur plusieurs kms; elles forment parfois des lobes autour des bandes



10. ST LAURENT OUTCROP



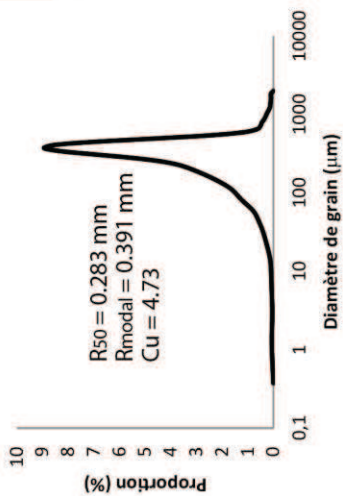
* Descriptif :

- Affleurement de bord de route
- Grès cénomaniens
- Présence de silcrète
- Anneaux de Liesegang

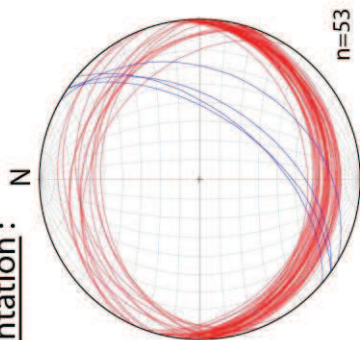
* Affleurements :



* Distribution des tailles de grains :

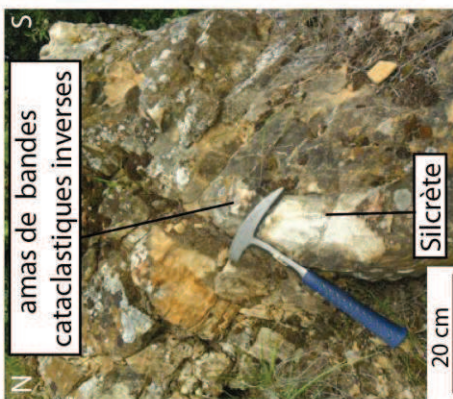


* Orientation :



* Déformation :

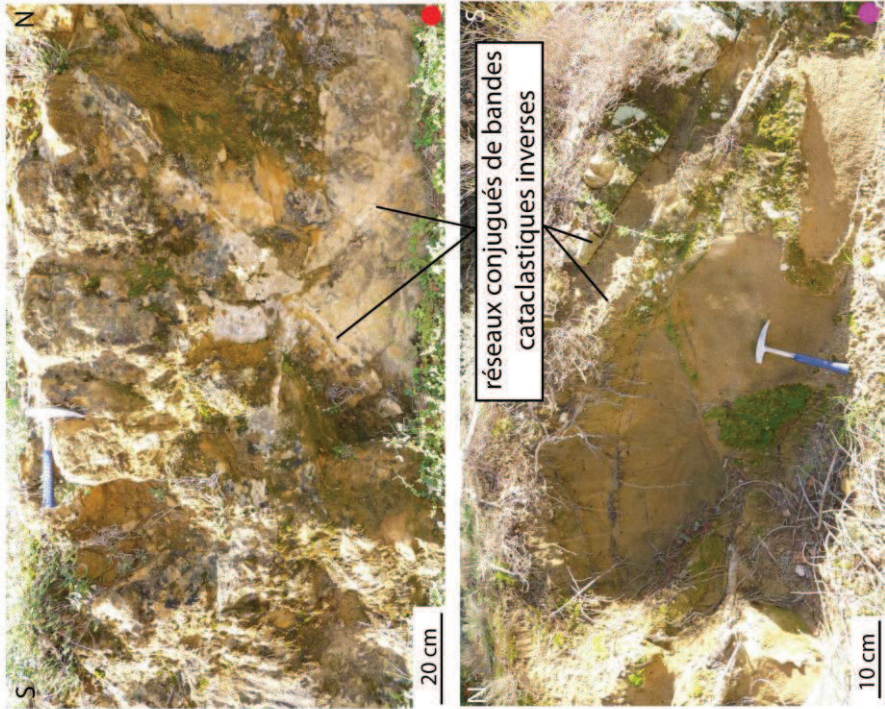
- Réseau conjugué de bandes cataclastiques inverses ($\alpha = 51^\circ$), basculées avec la strati., assez bien distribuées, cisaillement visibles, structures en radiateur
- Quelques bandes cataclastiques tardives N40



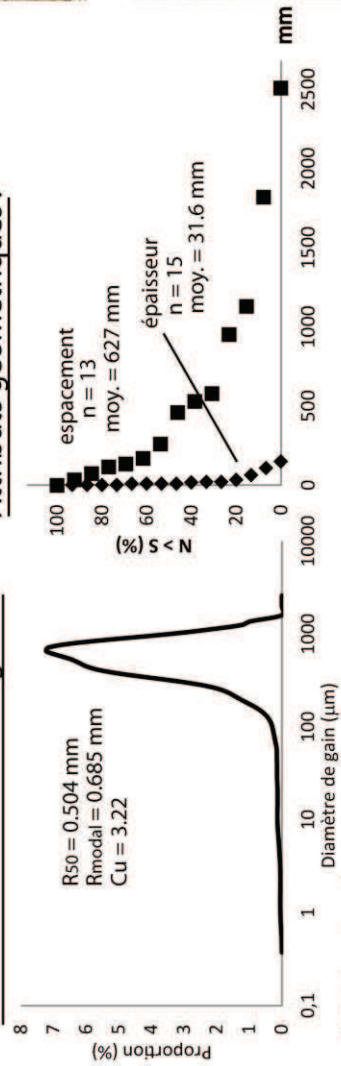
11 11' CONNAUX OUTCROPS



- * Descriptif :**
- Affleurements de bord de route (camping du village et route de Cavaillargues)
 - Grès cénomaniens assez cohésifs
 - Pas de structures sédimentaires visibles
 - Oxydation en masse orangée
- * Affleurements :**



*** Distribution des tailles de grains :**

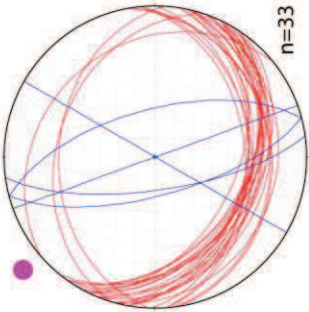
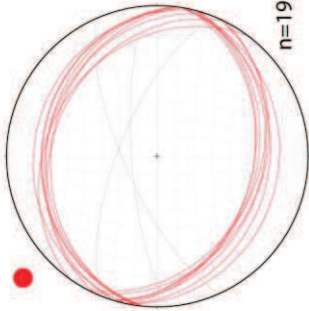


*** Attributs géométriques :**

*** Pétrophysique :**

Structures	Porosité (%)	Perméabilité (mD)	R ₅₀ (µm)	Ra (µm)	T
HR	25.91	1440.3	34	65	
CSB	16.91	3	3	10	0.09
CSB	13.92	1.4	2.1	10	

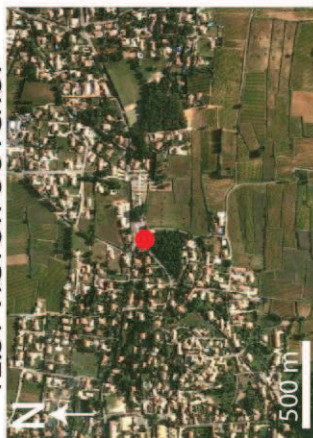
*** Orientation :**



*** Déformation :**

- Réseau conjugué de bandes cataclastiques inverses et en amas épais ($\alpha = 58^\circ$).
Un seul set conjugué sur la route de Cavaillargues
- Quelques bandes verticales et cataclastiques à rejet centimétrique sur les deux sites (décrochement?)

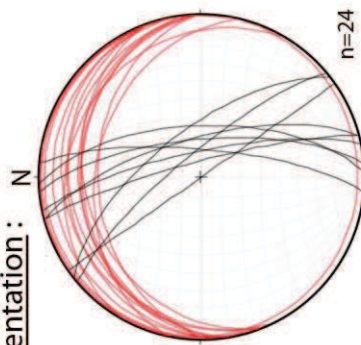
12. ST VICTOR OUTCROP



* Descriptif :

- Affleurement de bord de route
- Grès cénomaniens cohésifs
- Oxydation en masse et dans les bandes?

* Orientation :

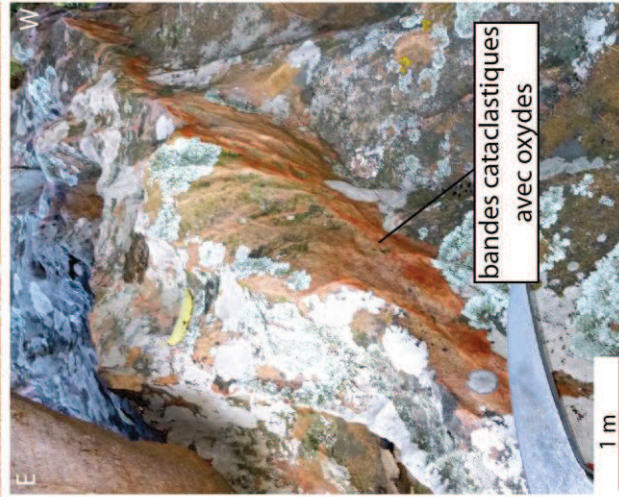
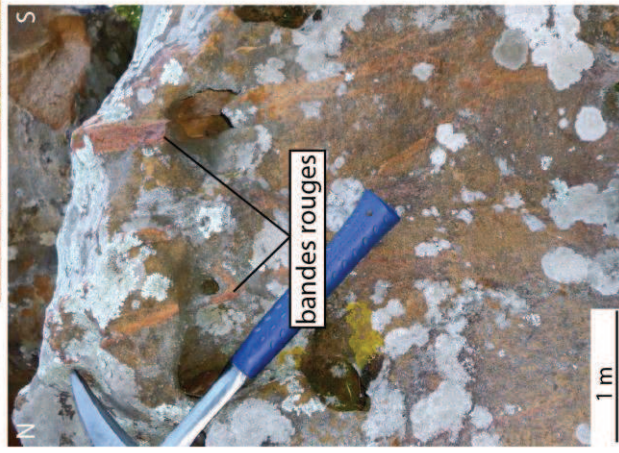


* Déformation :

- Réseau conjugué de bandes cataclastiques et à jeu inverse
- Quelques bandes cataclastiques subverticales (décrochements?)

Ces bandes sont souvent rouges (oxydations préservées à l'intérieur?)

* Affleurements :

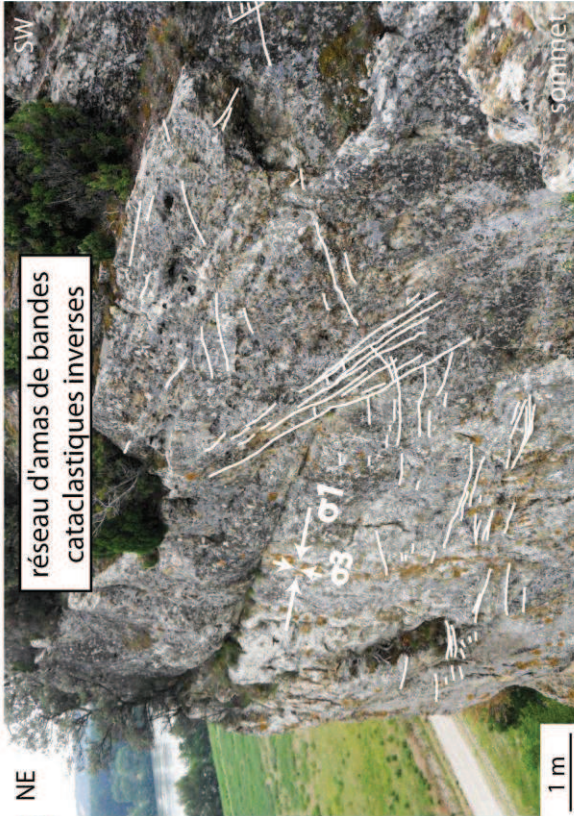


13. MONTFAUCON OUTCROP

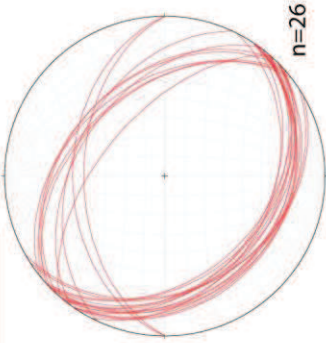


- * Descriptif :**
- Affleurements en bord de chemin
 - Grès cénomaniens cohésifs
 - Oxydation en masse

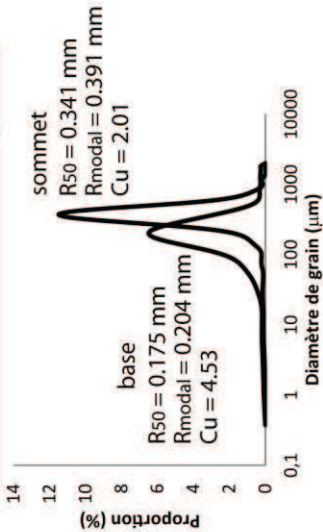
*** Affleurements :**



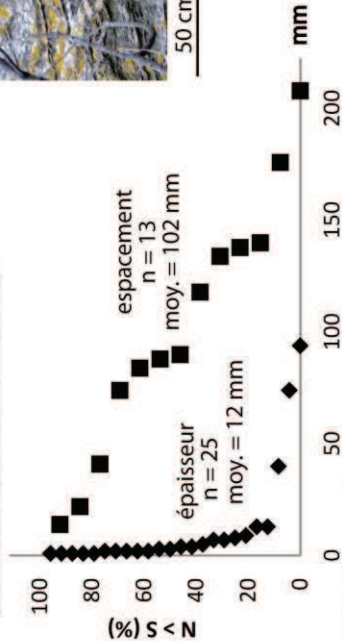
*** Orientation : N**



*** Distribution des tailles de grains :**

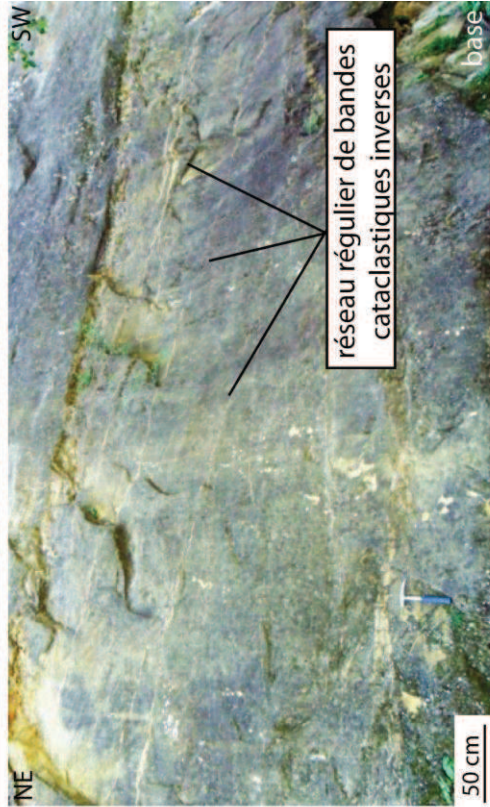


*** Attributs géométriques :**

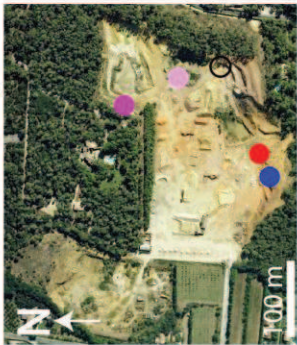


*** Déformation :**

- Réseau conjugué de bandes à jeu inverse, proto. à cataclastiques, distribuées et en amas ($\alpha = 74^\circ$) mal organisés au sommet (espacement variable) et plus réguliers à la base de l'affleurement



14. BOISFEUILLET QUARRY



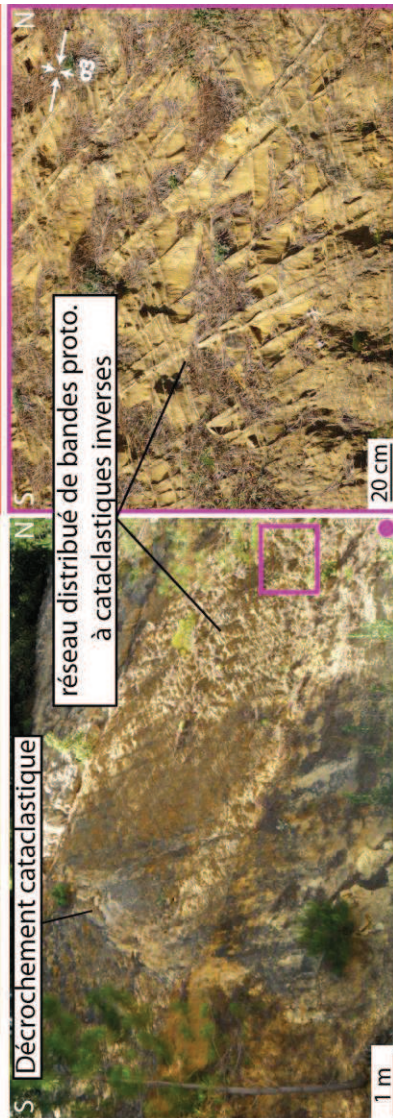
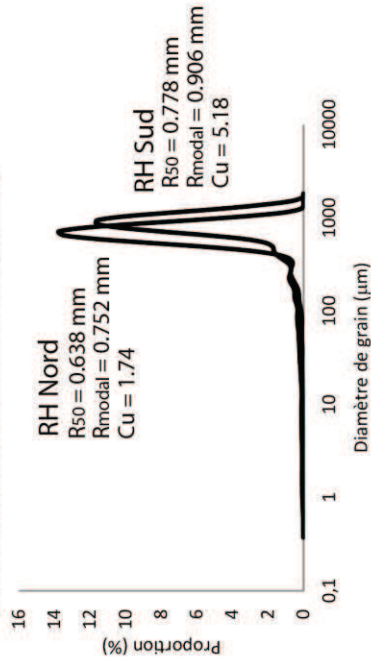
* Descriptif :

- Carrière en activité
- Grès albiens et cénomaniens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Altérations en masse

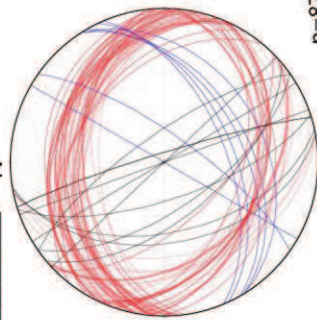
* Affleurements :



* Distribution des tailles de grains :



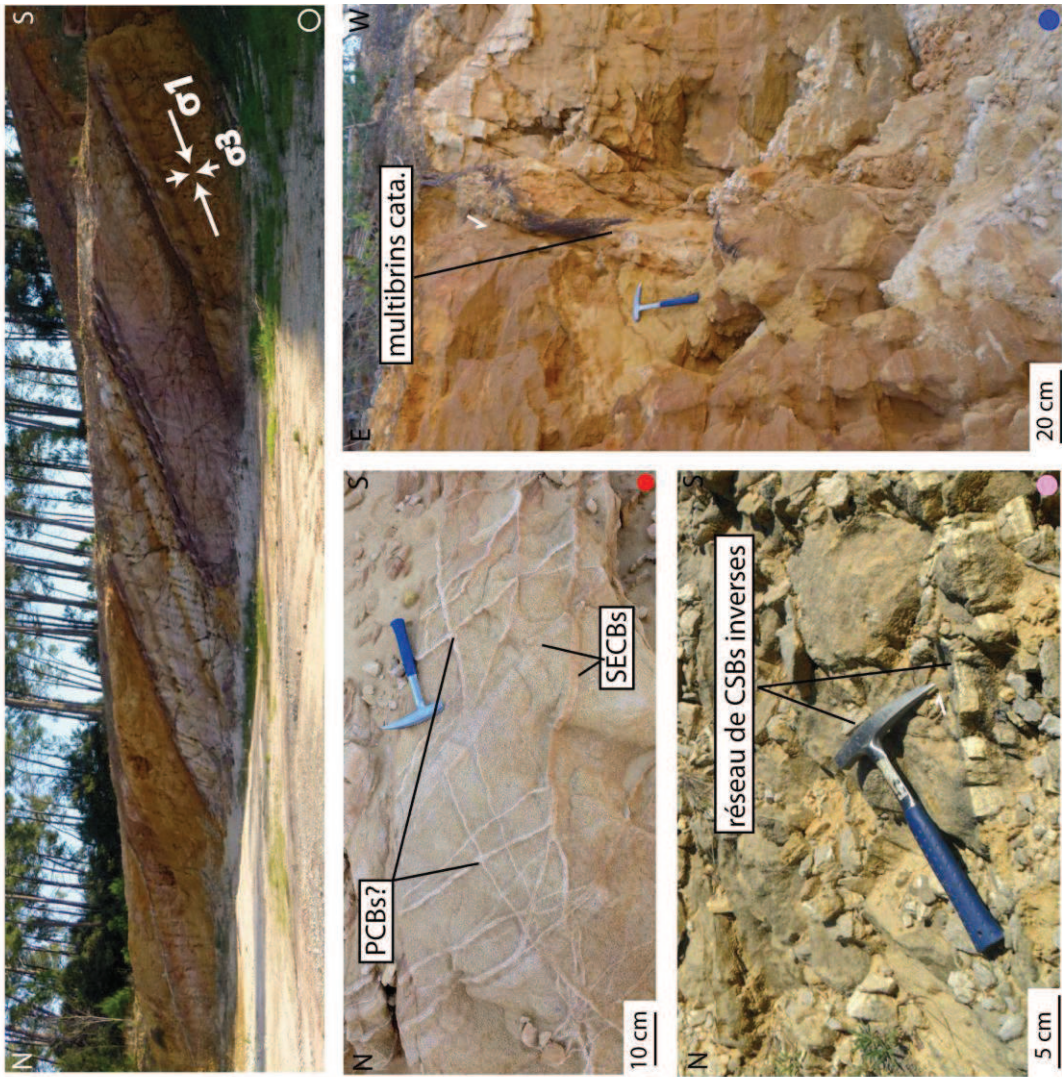
* Orientation : N



* Déformation :

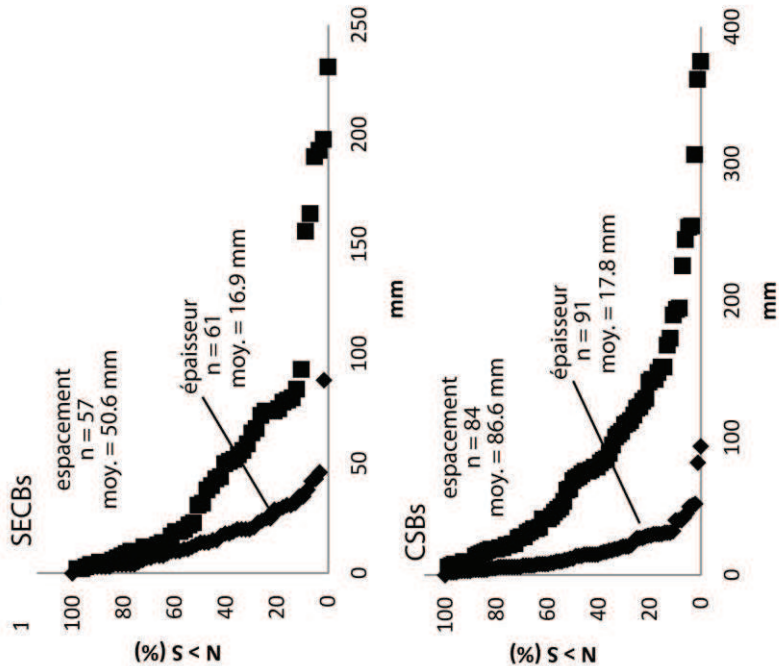
- Réseau conjugué de bandes cataclastiques à jeu inverse, très distribuées, localisées dans certains niveaux sableux ($\alpha = 67^\circ$)
- Grand décrochement cataclastique
- Réseau conjugué de SECBs très distribuées dans niveau grossier ($\alpha = 79^\circ$)
- Quelques bandes cataclastiques éparées à jeu normal

* Affleurements :



14. BOISFEUILLET QUARRY part2

* Attributs géométriques :



15. L'ETANG QUARRY (ORANGE)

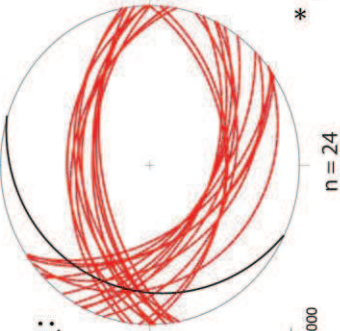
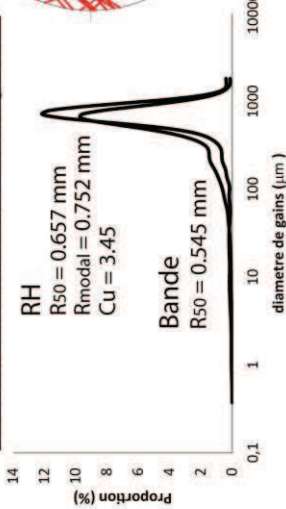
* Descriptif :

- Carrière désaffectée
- Grès cénomaniens assez cohésifs
- Grès blanc (lessivage?)
- Quelques altérations secondaires (vases oxydés)



* Orientation : N

* Distribution des tailles de grains :



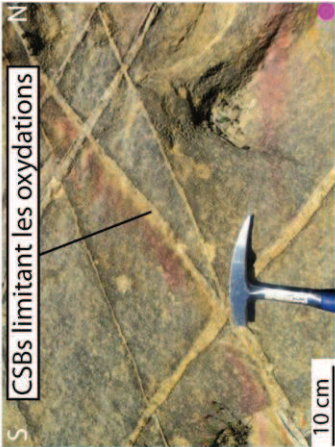
* Pétrophysique :

Structures	ϕ (%)	k (mD)	R50 (µm)	Ra (µm)	T
HR	25.51	1263.6	4	73	
CSB	16.23	16.6	16	37	
CSB	20.26	70.7	29	82	0.44
CSB	18.62	40.6	26	79	
CSB	16.06	42.5	14	45	

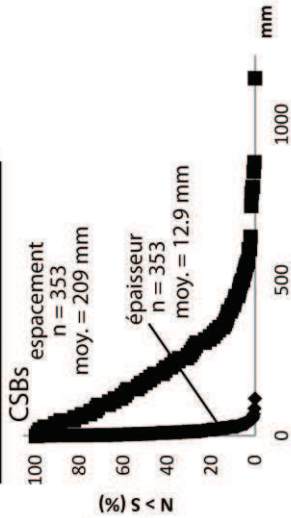
* Déformation :

- Réseau conjugué de bandes cataclastiques inverses, distribuées et localisées dans les niveaux sableux ($\alpha = 76^\circ$)
- Présence d'une faille cataclastique normale et quelques amas très localisés

* Affleurements :

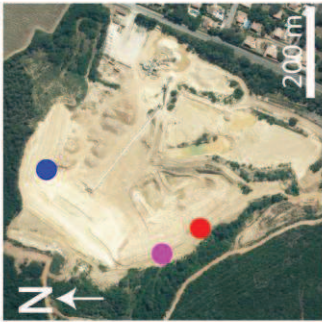


* Attributs géométriques :



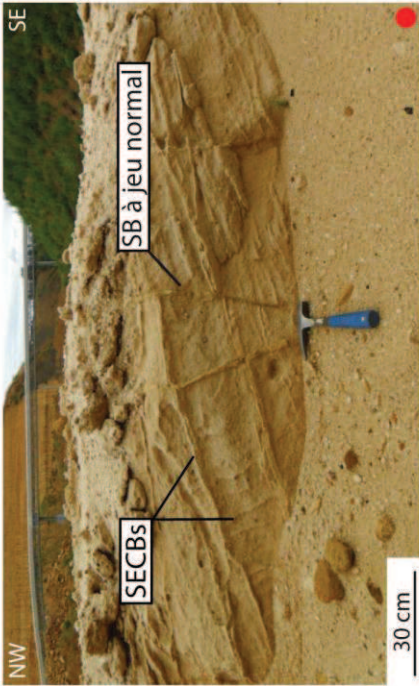
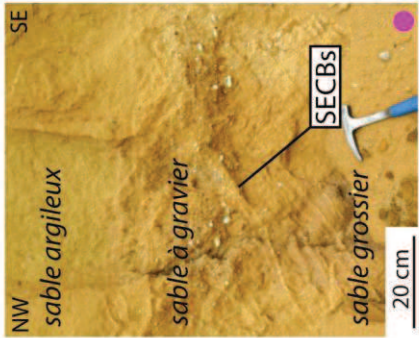
16.TRESQUES QUARRY part1

* Descriptif :

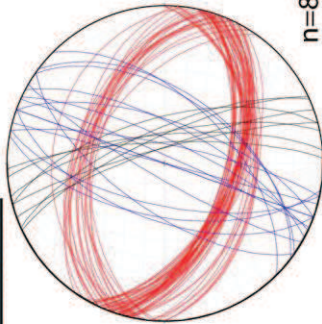


- Carrière en activité
- Grès turoniens non cohésifs
- Faciès deltaïques
- Présence de minéralisations d'oxydes de fer

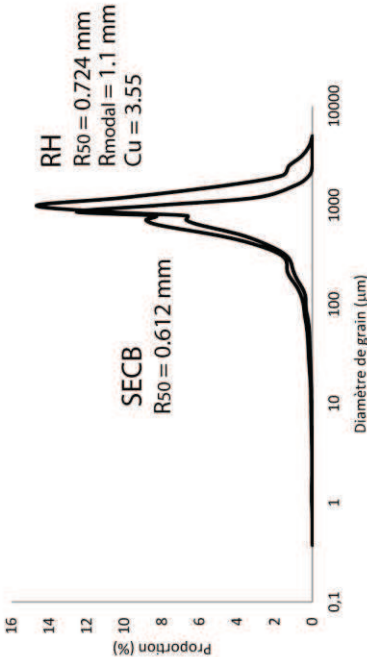
* Affleurements :



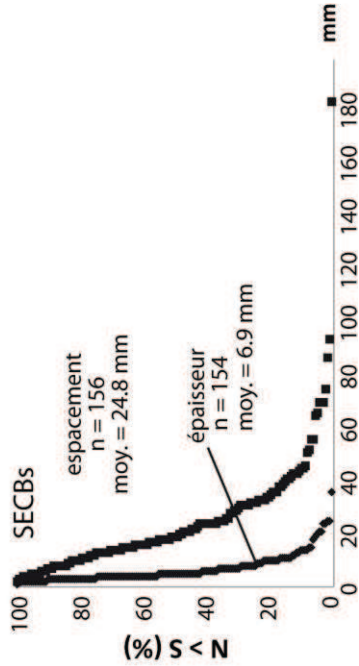
* Orientation : N



* Distribution des tailles de grains :



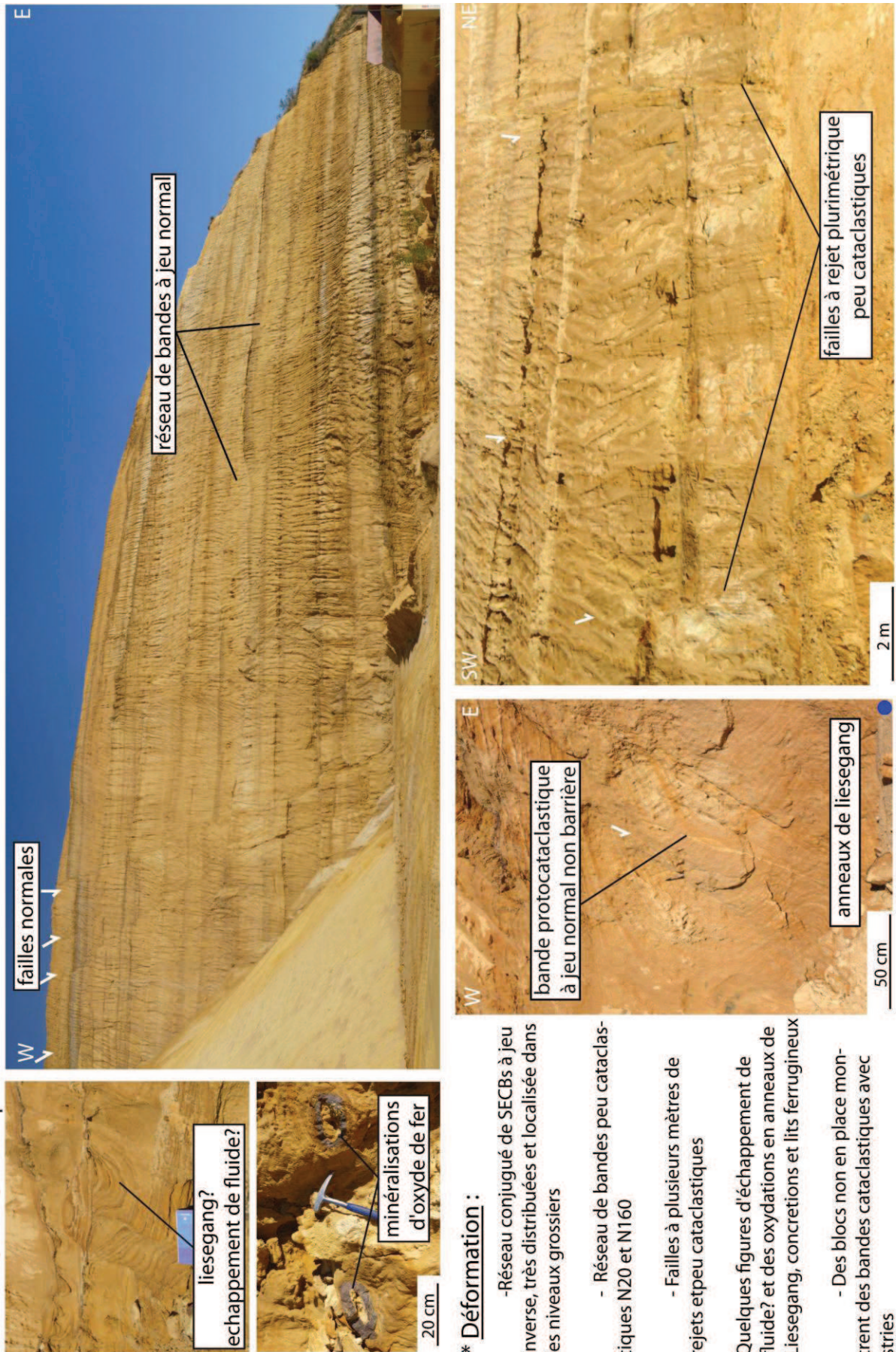
* Attributs géométriques :



* Pétrophysique :

Structures	ϕ (%)	k (mD)	R50 (µm)	Ra (µm)	T
HR	23.41	462.7	45	73	
SECB	19.8	29	17	50	
SECB	23.02	274	38	74	0.91
SECB	21.13	296.1	29	58	
SECB	18.82	44.9	8	31	

16. TRESQUES QUARRY part2



* Déformation :

- Réseau conjugué de SECBs à jeu inverse, très distribuées et localisée dans les niveaux grossiers
 - Réseau de bandes peu cataclastiques N20 et N160
 - Failles à plusieurs mètres de rejets et peu cataclastiques
- Quelques figures d'échappement de fluide? et des oxydations en anneaux de Liesegang, concrétions et lits ferrugineux
- Des blocs non en place montrent des bandes cataclastiques avec stries

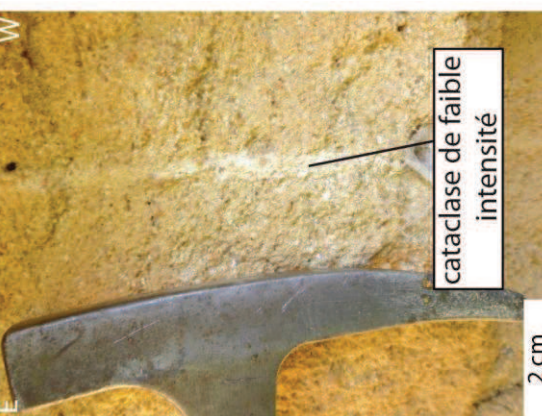
17. TRESQUES QUARRY 2



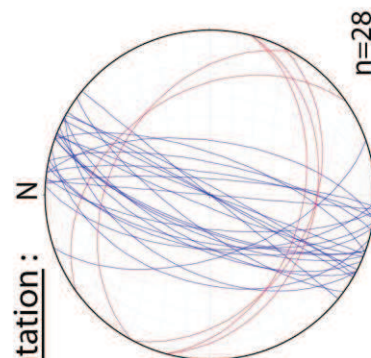
* Affleurements :

- Décharge
- Grès turoniens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Quelques cuirasses de fer et oxydations secondaires

* Descriptif :



* Orientation :



n=28

* Déformation :

- Réseau conjugué de SECBS, localisées dans certains niveaux sableux, peu distribuées et plutôt en bandes multibrins (intermédiaire entre SECBS et CSBs?)
 - Réseau conjugué de bandes cataclastiques normales en amas
- Pas de bandes très cataclastiques (protocataclase ?)

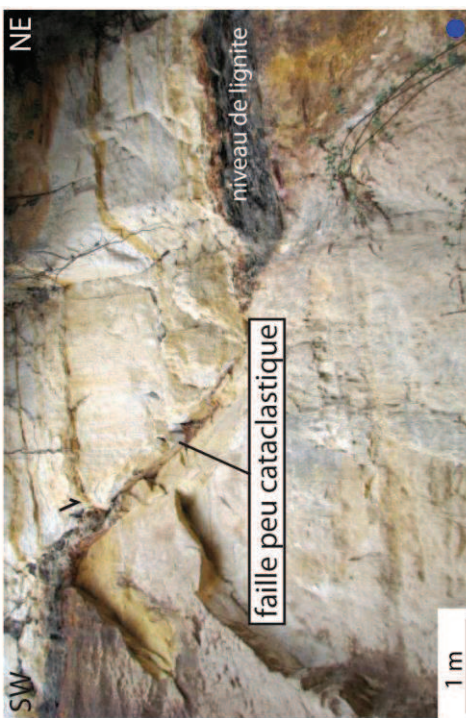
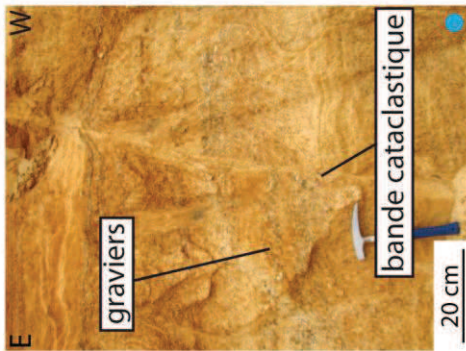
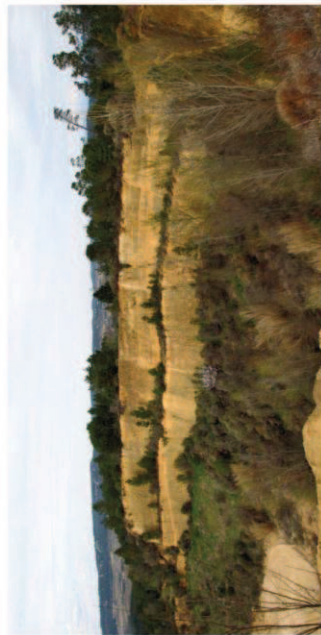
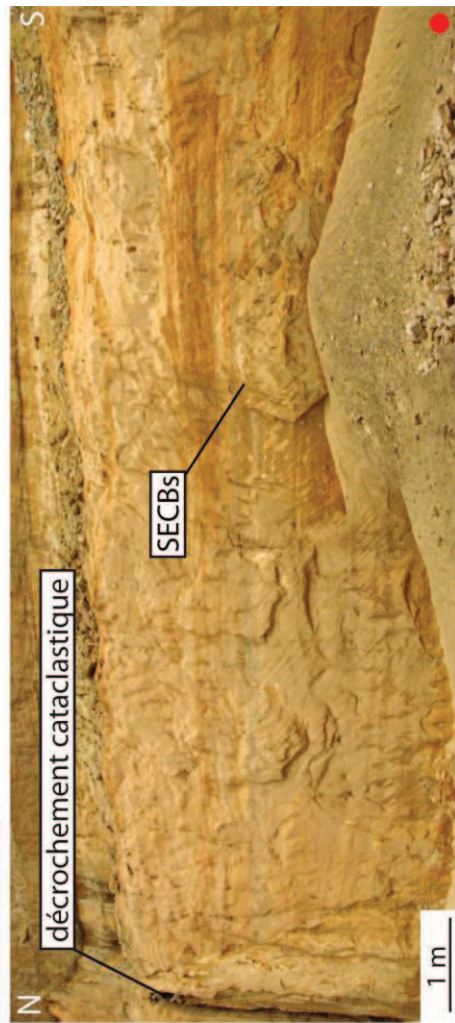
18. CANTEMERLE QUARRY

* Descriptif :

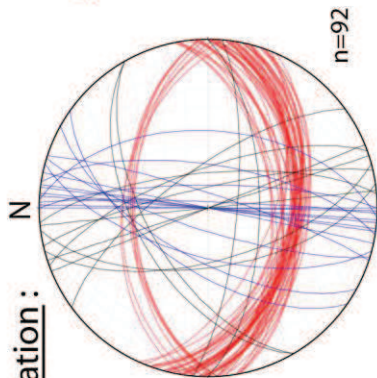
- Carrière en activité
- Grès turoniens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Anneaux de Liesegang



* Affleurements :



* Orientation :



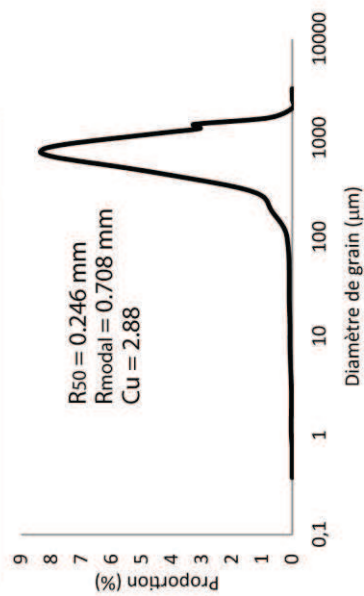
* Déformation :

- Réseau conjugué de SECBs inverses localisées dans certains niveaux sableux
- Un seul set généralement visible
- Réseau de bandes cataclastiques et cisailantes à jeu normal, orientées plus ou moins NS
- Plusieurs failles localisées et peu cataclastiques associées
- Un grand décrochement cataclastique postérieur traverse aussi la carrière d'Est en Ouest

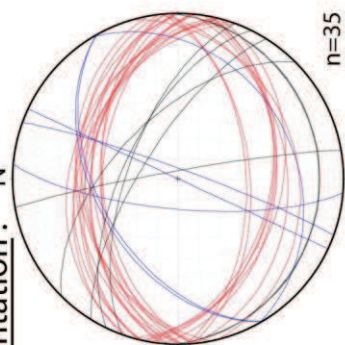
19.SABRAN QUARRY



* Distribution des tailles de grains :



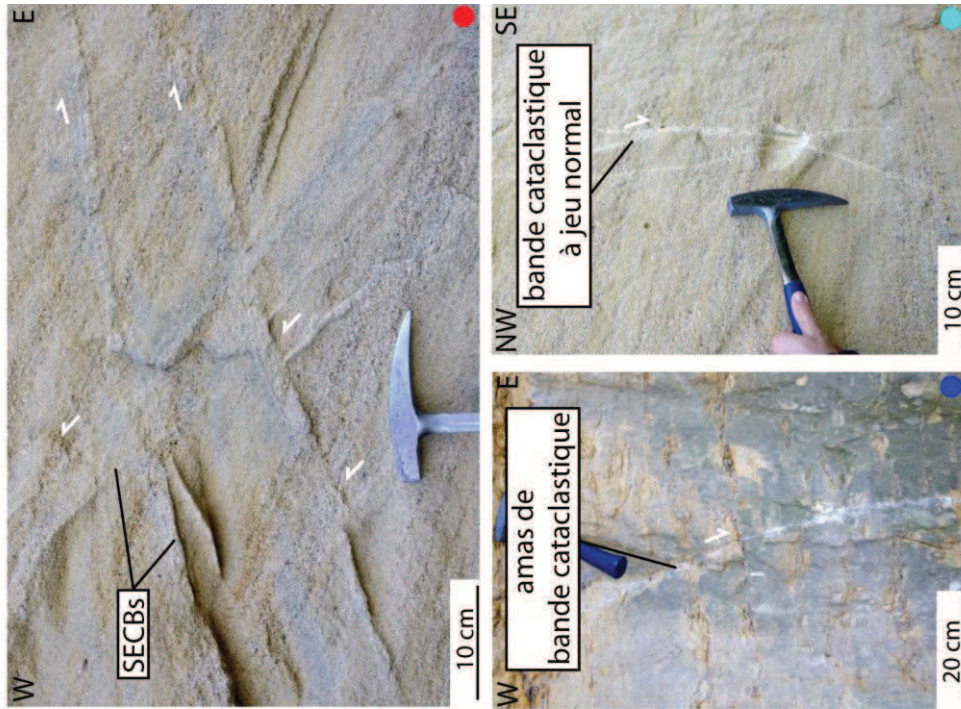
* Orientation: N



* Descriptif:

- Carrière désaffectée
- Grés turoniens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Peu d'altérations secondaires
- Lessivage?
- Peu d'affleurements exploitables

* Affileurements :



* Déformation :

- Réseau conjugué de SECBs peu distribuées ($\alpha = 84^\circ$)
- Quelques bandes cataclastiques à jeu normal, multibrins, multiples orientations

20.CHUSCLAN OUTCROPS



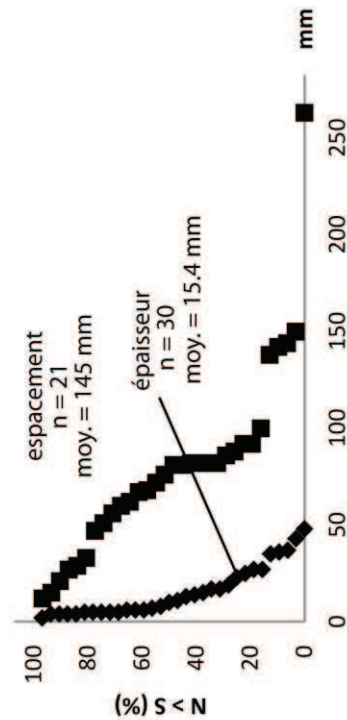
* Descriptif :

- Affleurements de bord de chemin
- Grès turoniens grossiers peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Lessivage et fronts de rougissement
- Nodules carbonatés

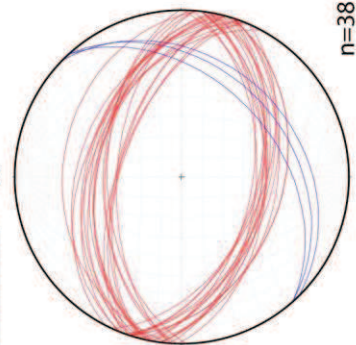
* Affleurements :



* Attributs géométriques :



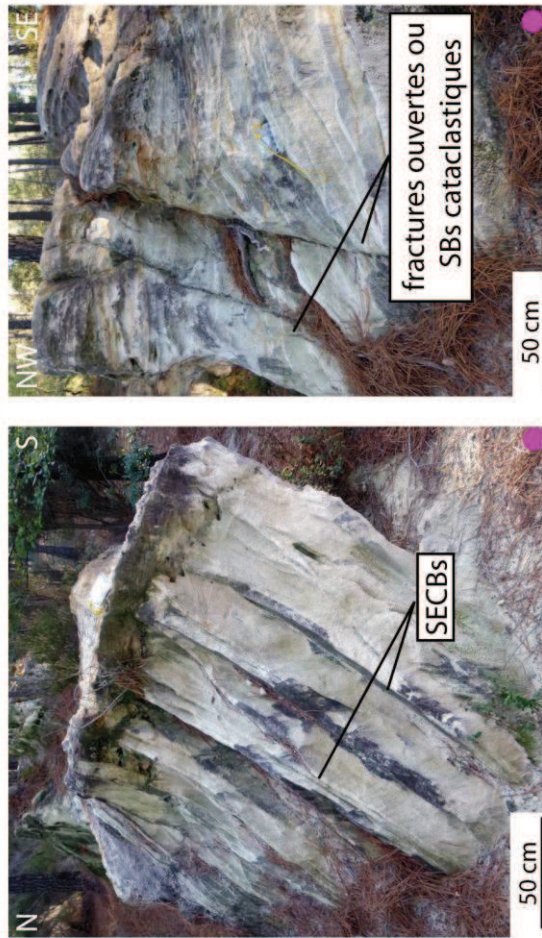
* Orientation :



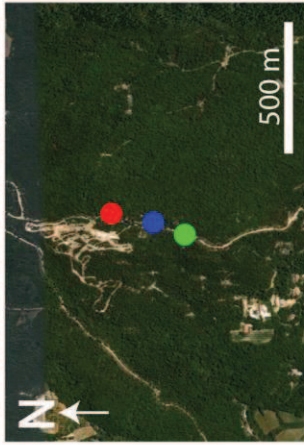
* Déformation :

- Réseau de SECBs inverses bien organisées, plus ou moins espacées et épaisses (multibrins) ($\alpha = 97^\circ$)
- Ces bandes sont traversées par les fronts d'oxydations. + Bandes très sinueuses (PCBs?)

- Quelques fractures N40 (bande cataclastique?)



21. VALBONNETTE OUTCROP

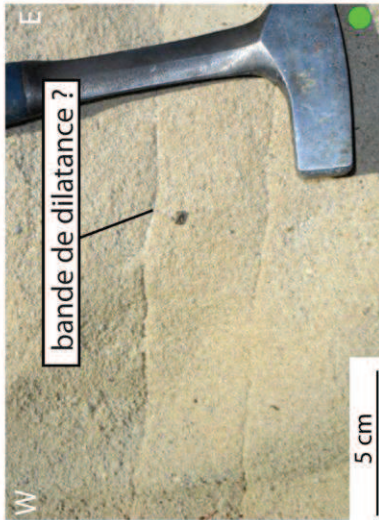
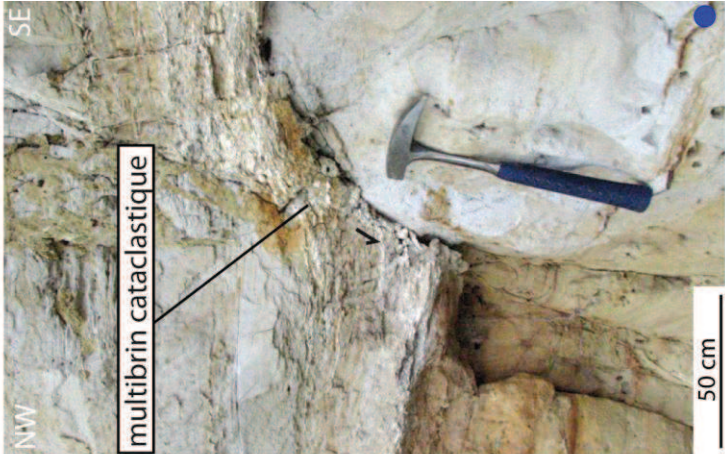


* Descriptif :

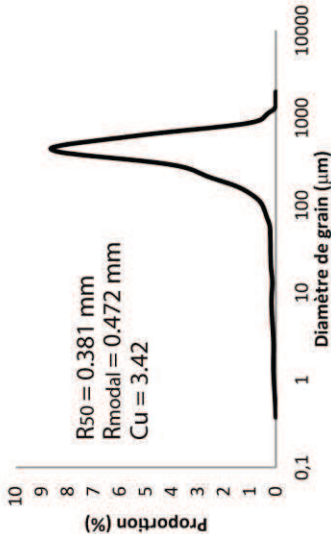
- Ancienne exploitation souterraine désaffectée
- Grès coniaciens/santonniens
- Peu d'oxydations



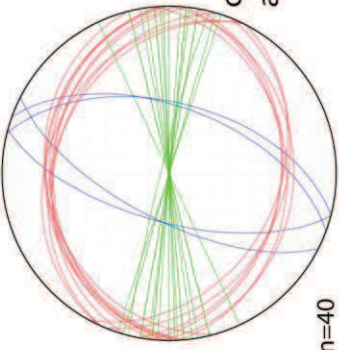
* Affleurements :



* Distribution des tailles de grains :



* Orientation : N



* Déformation :

- Réseau peu distribué et conjugué ($\alpha = 60^\circ$) de bandes cataclastiques cisailantes et fines, à jeu inverse, parfois parallèles aux lamines

- Quelques bandes cataclastiques cisailantes à jeu normal, en multibrins, isolés. + Des fractures/bandes de dilatance verticale (?)

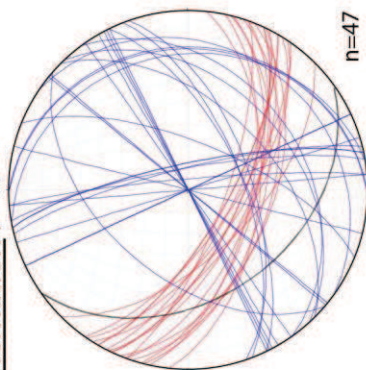
* Pétrophysique :

Structures	ϕ (%)	k (mD)	R50 (μm)	Ra (μm)
RH	38,5	7280	29	30

22.UCHAUX OUTCROP



* Orientation : N



bande cataclastique semi-barrière
et vue en coupe d'un vase oxydé

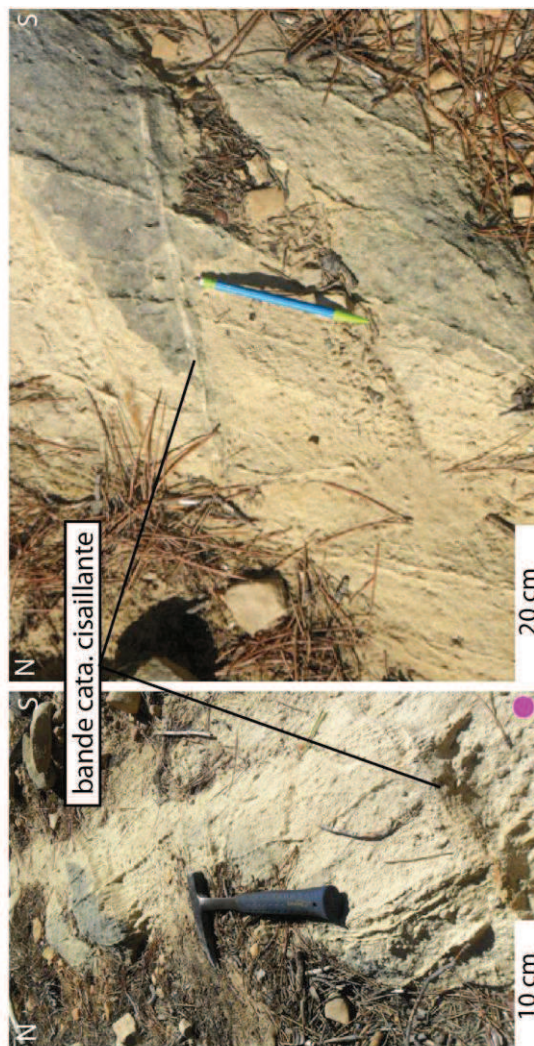
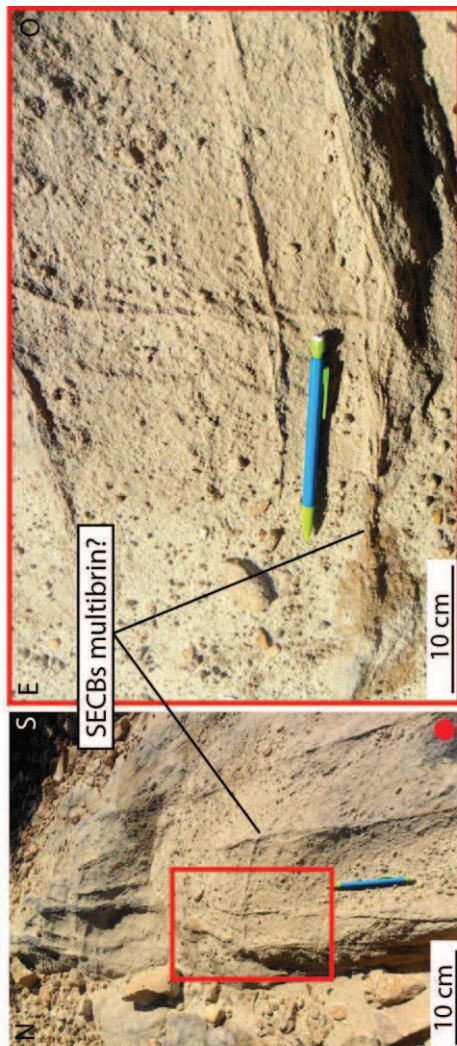
* Déformation :

- Réseaux de SECBs ou CSBs multibrins à jeu inverse
- Bandes cataclastiques à jeu inverse, normal ou décrochant, orientation difficile à comprendre

* Descriptif :

- Affleurements le long de sentiers
- Grès turoniens peu cohésifs
- Quelques oxydations secondaires

* Affleurements :



23.LES OCRES DE MORNAS QUARRY

* Descriptif :

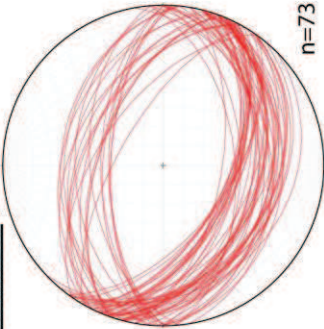
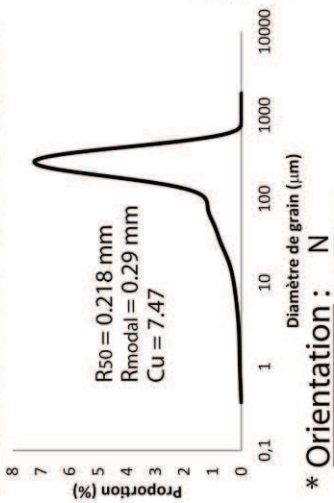


- Carrière désaffectée
- Grès turoniens
- Cuirasse ferrugineuse
- Peu d'altérations secondaires
- Lessivage ?
- Peu d'affleurements exploitables

* Pétrophysique :

Structures	ϕ (%)	k (mD)	R ₅₀ (μm)	Ra (μm)	T
HR	34.12	924.8	17	36	0.58
SECB	31.89	179	15	29	

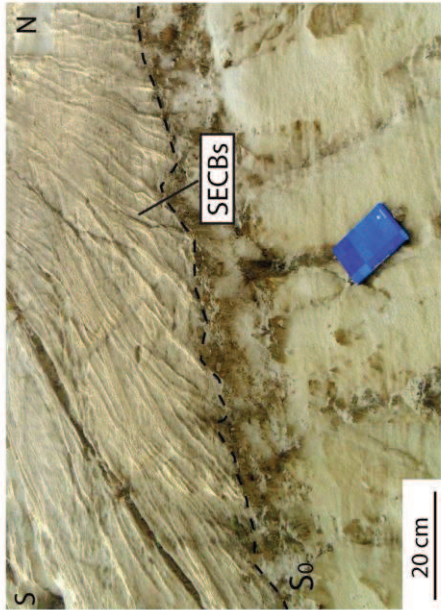
* Distribution des tailles de grains :



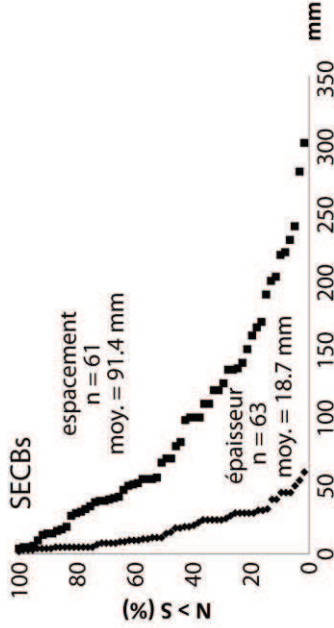
* Déformation :

- Réseau conjugué de SECBs épaisses ($\alpha = 86^\circ$), espacées et en multibrins dans niveau fin (intermédiaire entre SECBs et CSBs) ou très distribuées dans les niveaux grossiers

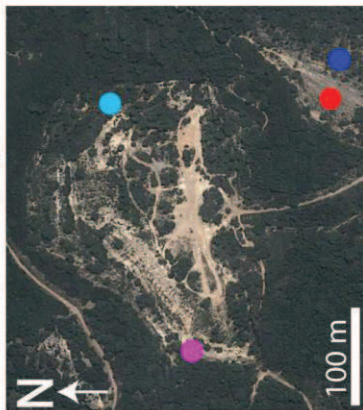
* Affleurements :



* Attributs géométriques :



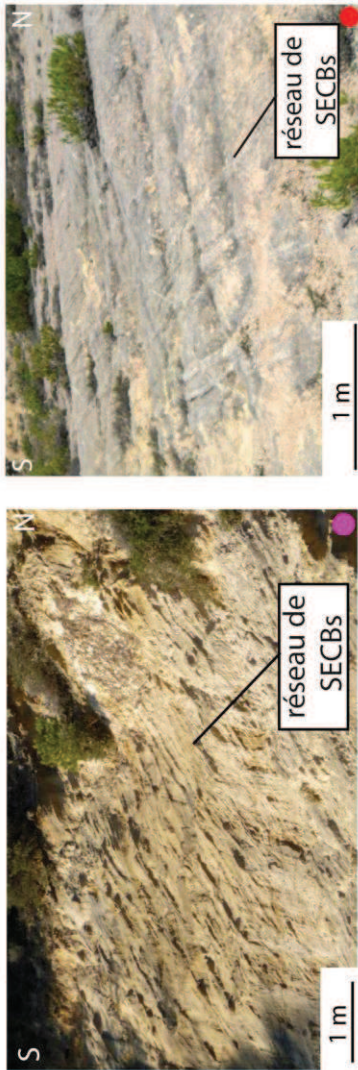
24. MORNAS QUARRY



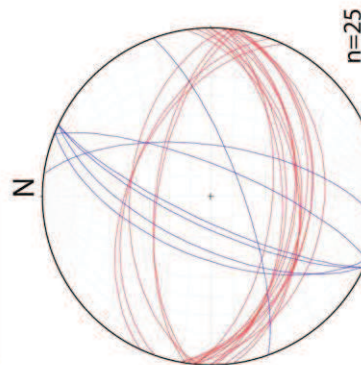
* Descriptif :

- Carrière désaffectée
- Grès turoniens
- Faciès deltaïques
- Quelques oxydations
- Peu d'affleurements exploitables

* Affleurements :

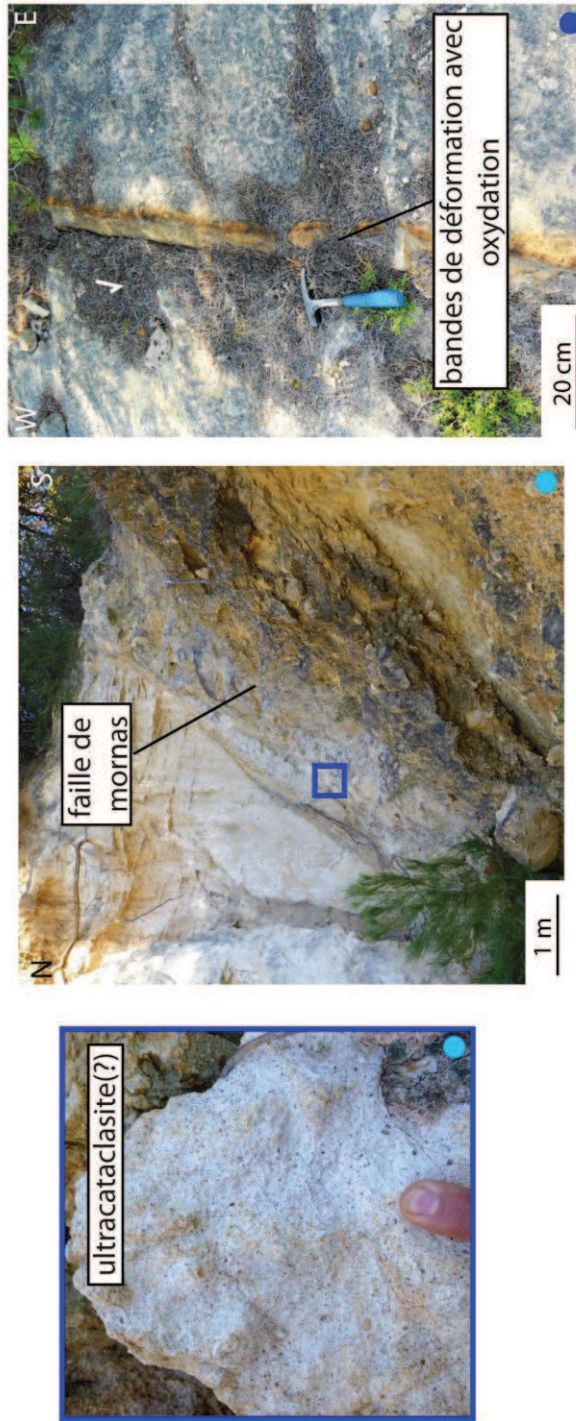


* Orientation :

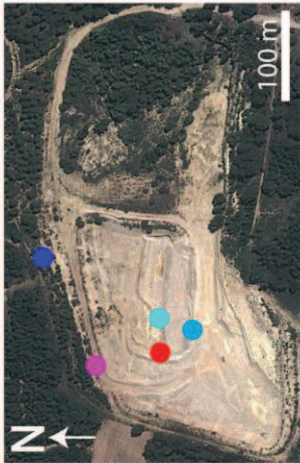


* Déformation :

- Réseau conjugué de SECBs distribuées parfois en multibrins
 - Bandes verticales et oxydées (dilatantes?). La faille de Mornas recoupe la carrière, présence d'ultracataclasites dans la zone de faille
- Une faille à rejet métrique observable

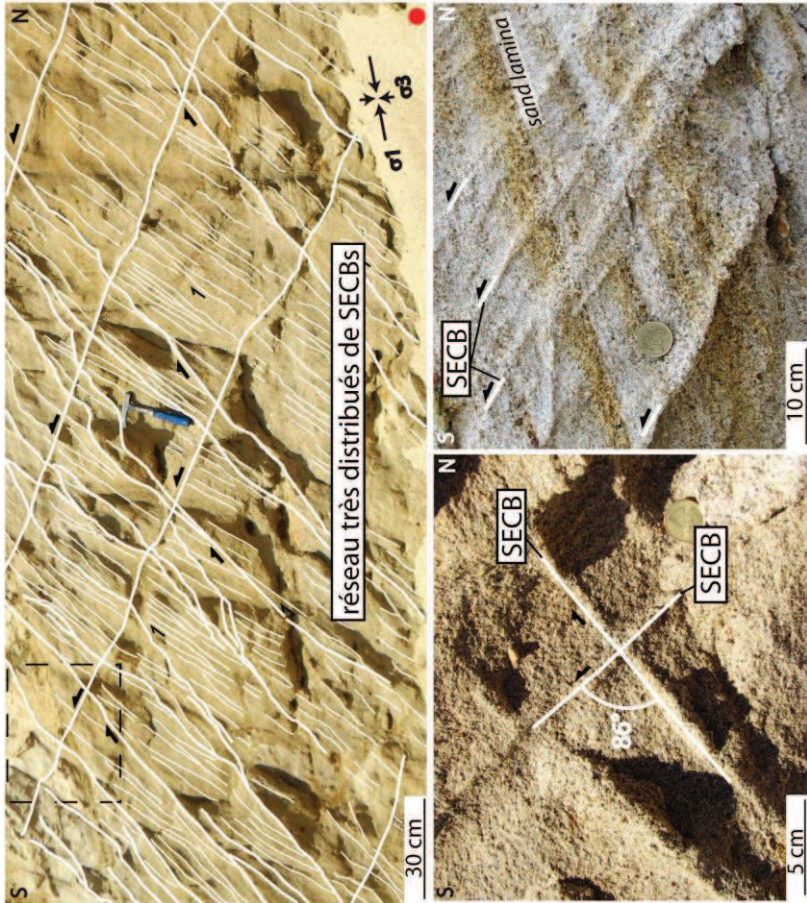


25.BONCAVAI QUARRY part1

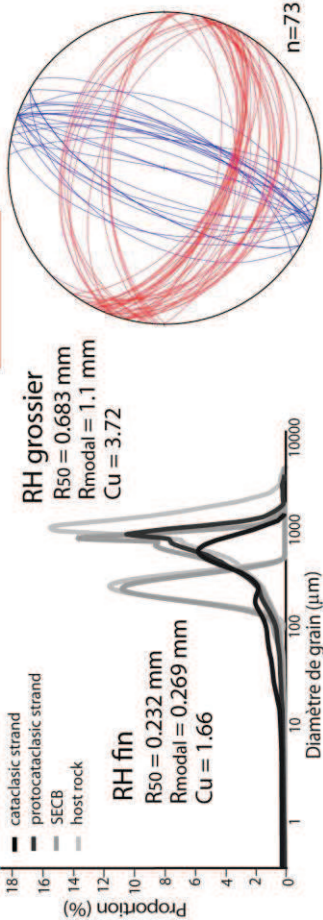


- * Descriptif :**
- Carrière en activité
 - Grès turoniens non cohésifs
 - Faciès deltaïques et de plage
 - Fronts de rougissement et altérations en masse

*** Affleurements :**



*** Distribution des tailles de grains :**



*** Orientation : N**

*** Pétrophysique:**

Structures	ϕ (%)	k (mD)	R50 (µm)	Ra (µm)	T
HR	27.32	1778	44	75.	
SECB	23.68	1526.8	34	59	
SECB	22.55	1089	30	48	
SECB	25.77	1252.1	32	63	
SECB	23.32	2034	47,0	91	
SECB	25.21	1159.4	34	59	
SECB	25.52	652.4	22	38	
SECB	25.02	1355.4	31	68	
SECB	25.82	1469.2	38	80	
HR	38.84	7707.7	25	36	
SECB	32.83	891.4	18	25	
SECB	33.98	2663.8	20	30	

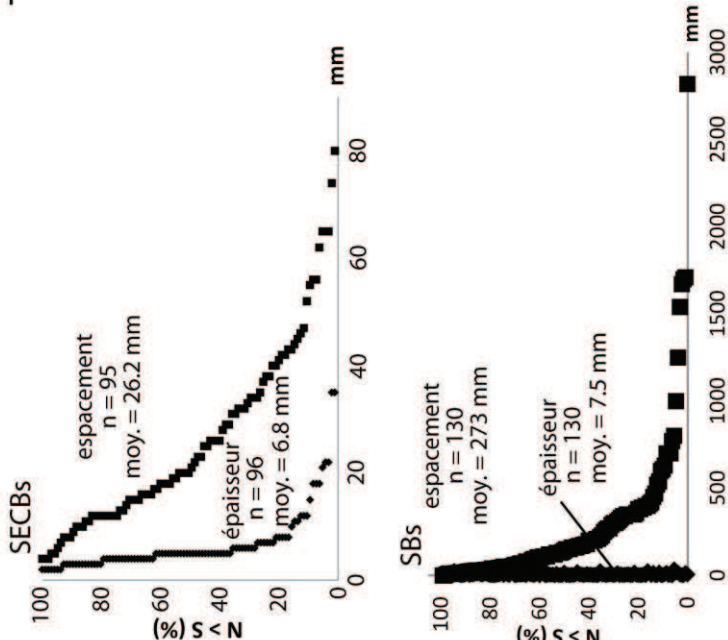
0.92

*** Déformation :**

- Réseau conjugué de SECBs à jeu inverse ($\alpha = 86^\circ$), très distribuées, alternance entre les conjugués
- Parfois plus épaisses et moins bien organisées (CSBs?)
- Réseau conjugué de bandes cisailantes normales ($\alpha = 40^\circ$), isolées à amas de bandes, ainsi que deux failles cataclastiques et décrochantes

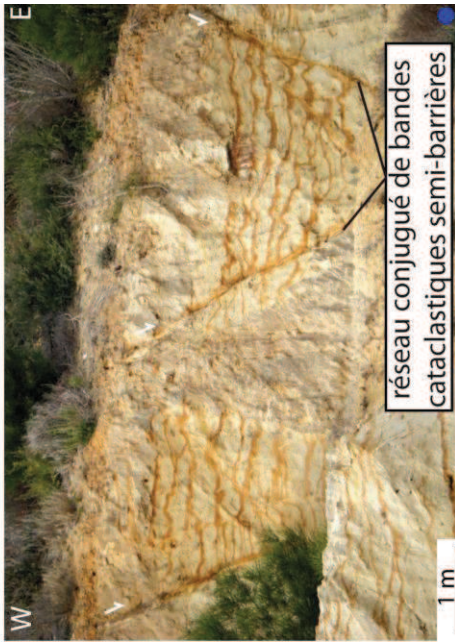
25.BONCAVAI QUARRY part2

* Attributs géométriques :



* Pétrophysique :

Structures	ϕ (%)	k (mD)	Rso (μ m)	Ra (μ m)	T
HR	27.32	1778	44	75	
proto SB.	24.4	243	12	34	
proto SB.	25.4	238	18	47	
proto SB.	26.4	316.3	24	50	
proto SB.	23.5	204.2	21	60	
proto SB.	23.1	75.9	9.9	40	
proto SB.	27.6	415	19	59	
proto SB.	27.3	293.6	14	40	0.47
proto SB.	28.1	315.6	13	48	
proto SB.	25.2	131.2	21	50	
proto SB.	28.3	182	18	48	
proto SB.	26.3	204.5	18	52	
proto SB.	26.7	93.8	14	50	
proto SB.	27	104.8	13	42	
proto SB.	26.3	69.8	14	48	
proto SB.	28.8	147.4	16	51	
cata. SB.	22.3	6.6	2.8	29	
cata. SB.	17.2	2	2.1	6.8	
cata. SB.	8.2	0.04	0.8	1.6	0.006
cata. SB.	6.3	0.03	1.3	3.9	
cata. SB.	7.5	0.02	0.6	1.4	
cata. SB.	4.2	0.01	1.3	3.1	
cata. FZ	14.37	0.21	0.9	4.4	
cata. FZ	13.08	8.2	0.3	2.2	
cata. FZ	19.5	7.3	2.8	5.3	
cata. FZ	22.5	27.5	8	21	0.01
cata. FZ	18.6	4.1	2.6	4.8	
cata. FZ	24.82	29.9	5.6	18	
cata. FZ	19.28	4	1.8	4.2	
cata. FZ	14.15	0.1	0.4	2.6	



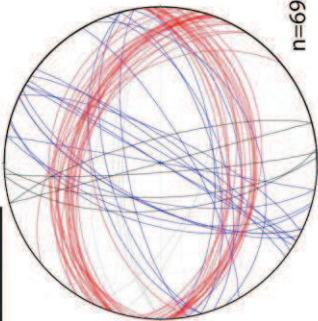
26. MONTMOUT QUARRY



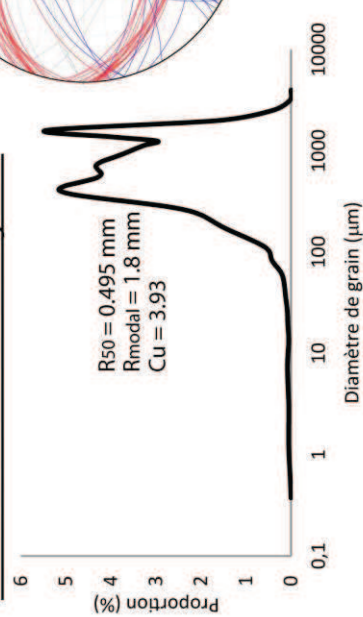
* Descriptif :

- Carrière en activité
- Grès turoniens non cohésifs
- Faciès deltaïques
- Quelques altérations secondaires (en masse)

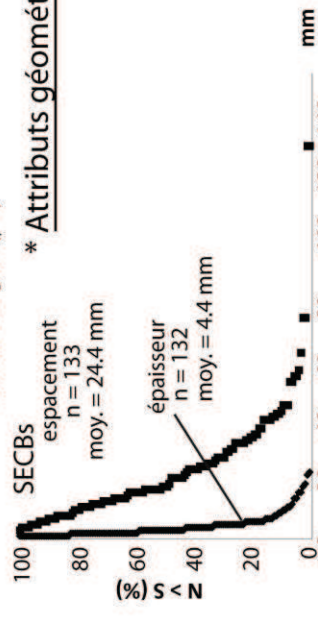
* Orientation : N



* Distribution des tailles de grains :



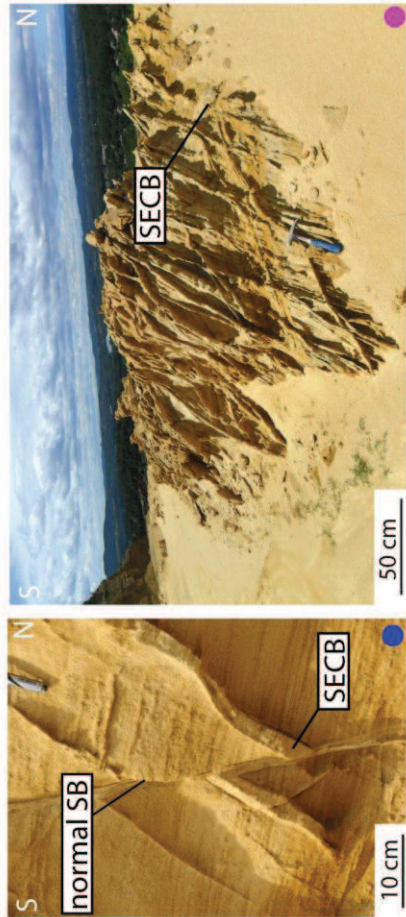
* Attributs géométriques :



* Déformation :

- Réseau conjugué de SECBs à jeu inverse ($\alpha = 95^\circ$), localisées dans les niveaux grossiers, alternance entre les conjugués, quelques SECBs parallèles aux lamines
- Réseau de bandes cisailantes normales multibrins éparées

* Affleurements :



* Pétrophysique :

Structures	ϕ (%)	k (mD)	R ₅₀ (µm)	R _a (µm)	T
HR	24.3	984	41	50	
SECB	24.09	87.6	21	48	
SECB	25.65	321.3	26	45	
HR	35.14	556.7	21	31	0.61
SECB	29.05	140.7	28	48	
SECB	26.91	242.7	30	48	

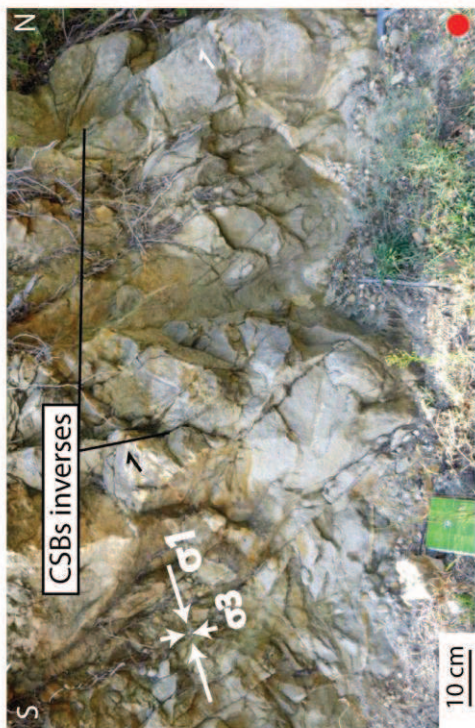
27. MONDRAGON OUTCROPS



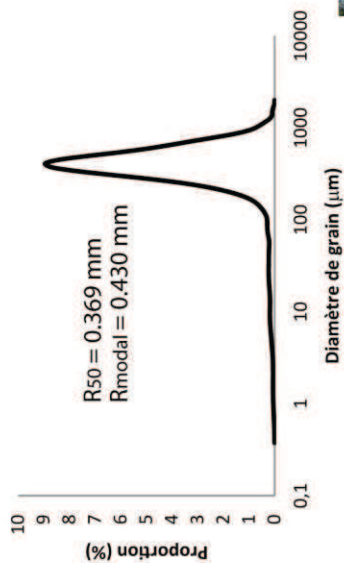
* Descriptif :

- Affleurements de bord de route
- Grès cénomaniens assez cohésifs
- Quelques altérations secondaires

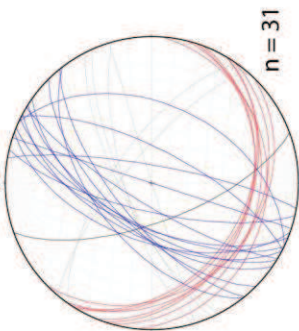
* Affleurements :



* Distribution des tailles de grains :



* Orientation :

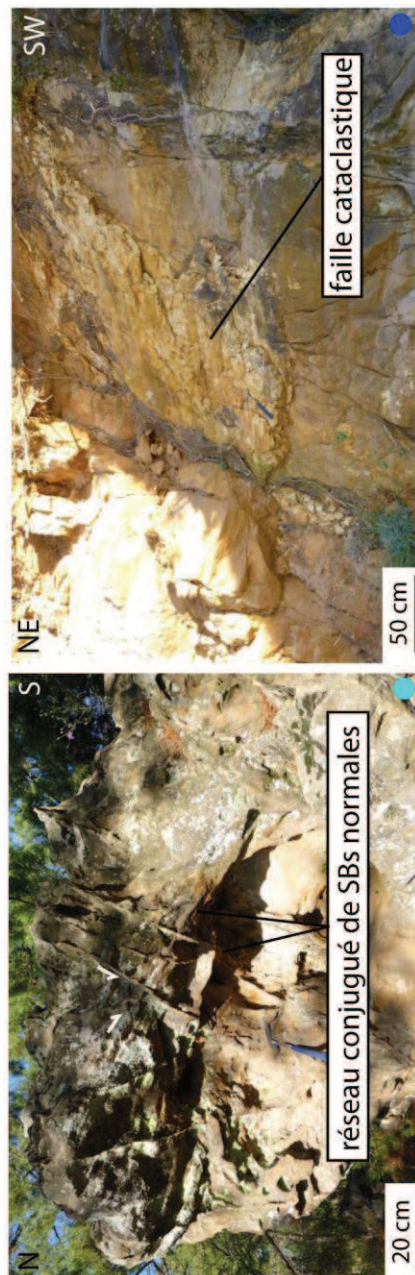


* Pétrophysique :

Structures	ϕ (%)	k (mD)	R50 (µm)	Ra (µm)
HR	20,91	1332,3	24	23

* Déformation :

- Quelques CSBs à jeu inverse, multibrins, un seul set vers le Sud
- Réseau conjugué de bandes cataclastiques cisailantes à jeu normal, multibrins, multiples orientations + Faille cataclastique (décrochante?)



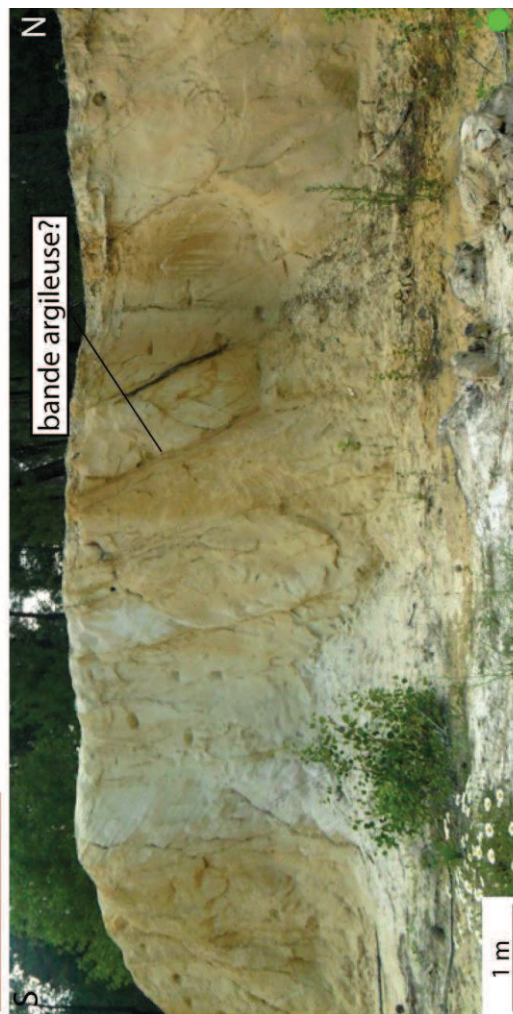
28. ROCHEGUDE OUTCROP



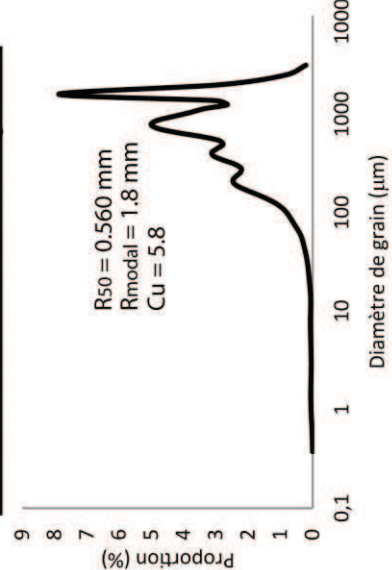
* Descriptif :

- affleurement en forêt
- Grès turoniens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Zones argileuses
- Pas d'oxydations

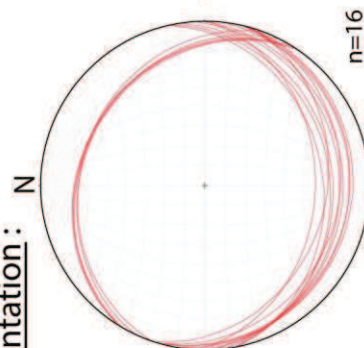
* Affleurements :



* Distribution des tailles de grains :



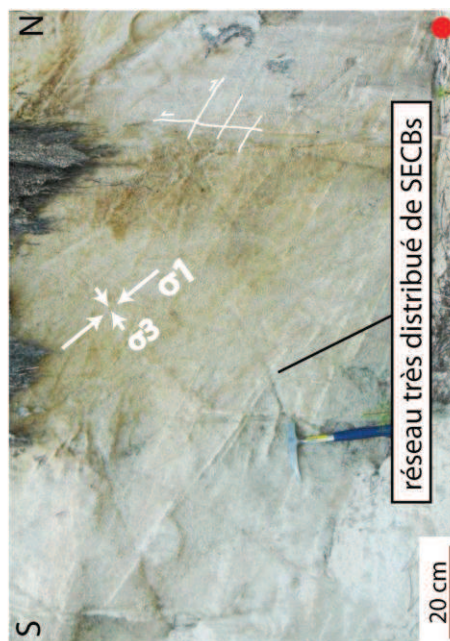
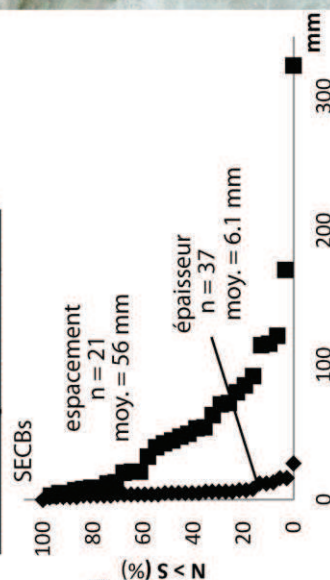
* Orientation :



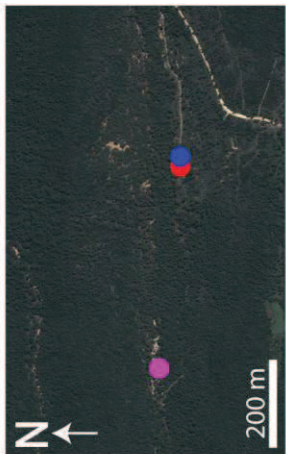
* Déformation :

- Réseau conjugué de bandes inverses très distribuées et fines ($\alpha = 46^\circ$)
- Quelques bandes argileuses (strati? vraie bande?)

* Attributs géométriques :



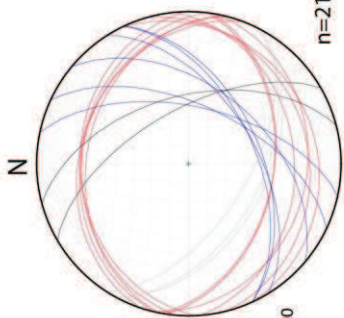
29.RAVIN OUTCROP



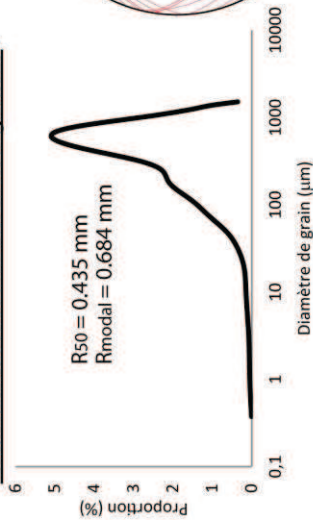
* Descriptif :

- Affleurements en forêt
- Grès turoniens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Peu d'oxydations secondaires

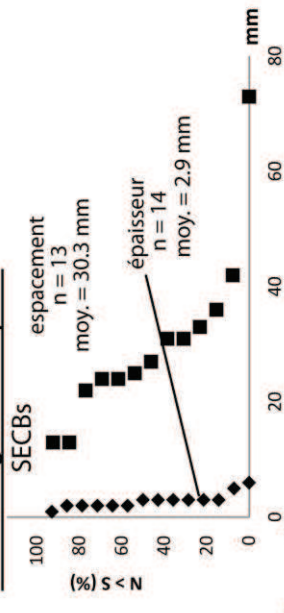
* Orientation :



* Distribution des tailles de grains :



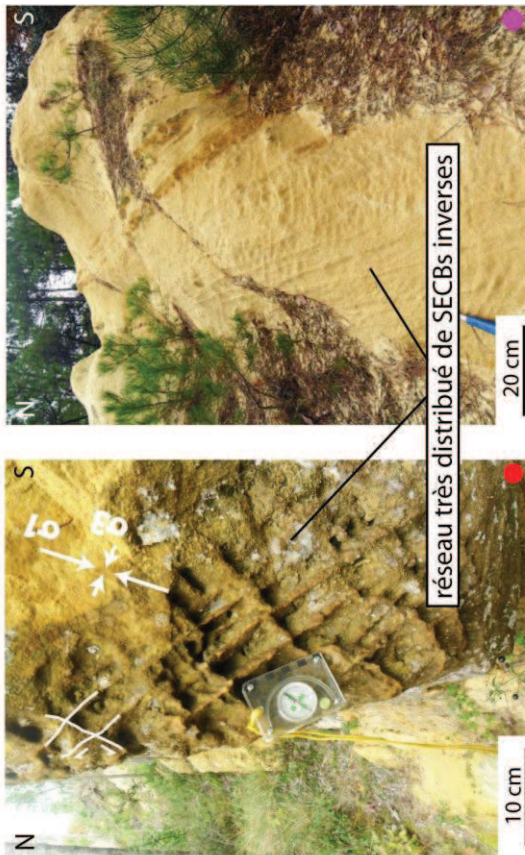
* Attributs géométriques :



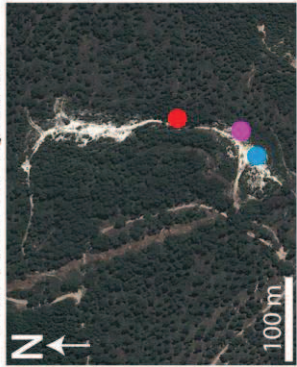
* Déformation :

- Réseau conjugué de bandes SECBs à CSBs inverses très distribuées et fines ($\alpha = 60^\circ$)
- Quelques grandes fractures (décrochement? bande cata.?) Grande faille qui forme le Ravin?

* Affleurements :



30. BOLLENE QUARRY

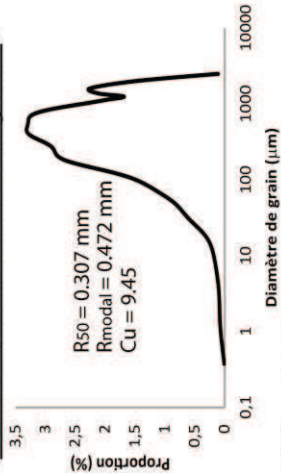


* Descriptif :

- Carrière désaffectée et grottes de silice
- Grès turoniens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Pas d'oxydations
- Nodules de carbonate dans les sables



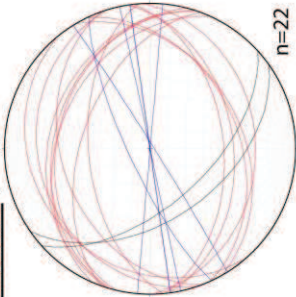
* Distribution des tailles de grains :



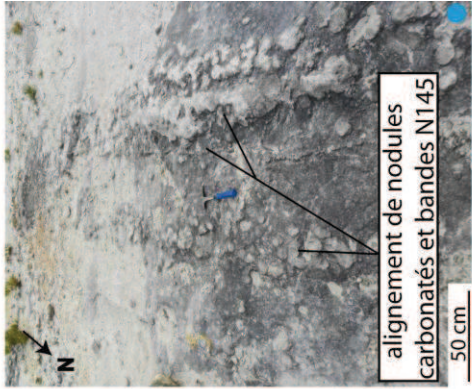
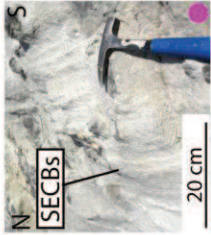
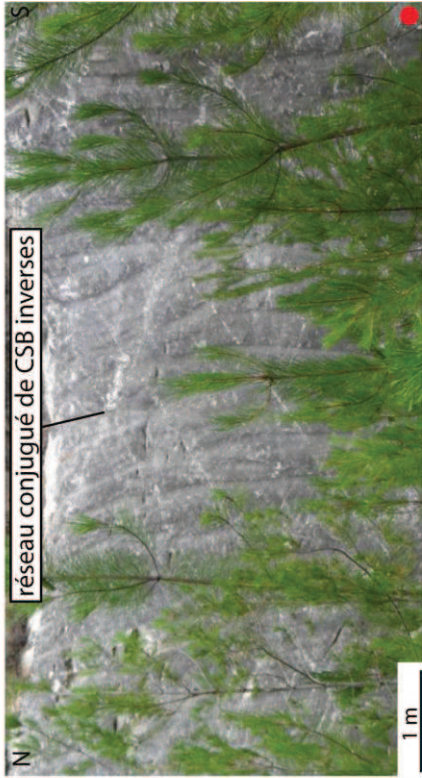
* Pétrophysique :

Structures	ϕ (%)	k (mD)	Rso (μ m)	Ra (μ m)
HR	22.05	50	9.9	23
SB	10	0.02	0.	2.6
SB	17.46	1.9	1	7.6

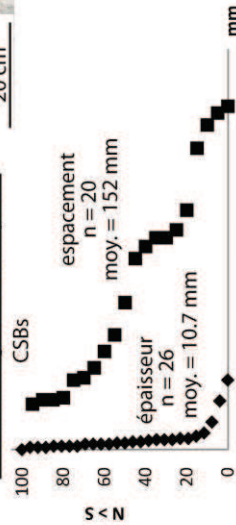
* Orientation : N



* Affleurements :



* Attributs géométriques :



* Déformation :

- Réseau conjugué de CSBs inverses espacées, multibrins

- Réseau de SECBs inverses distribuées, dans niveau grossier

- Bandes cataclastiques verticales (décochement?) avec parfois alignement de nodules carbonatés

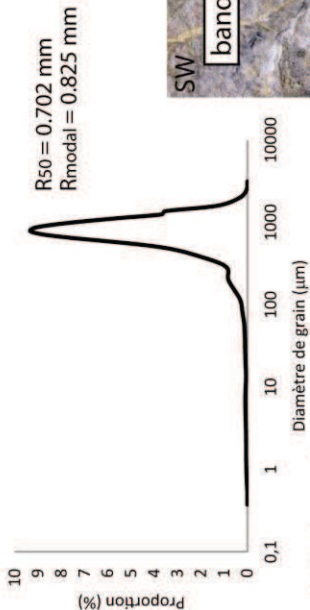
La faille normale de Bollène passe quelques dizaines de mètres au Sud de la carrière

31.ARNAVE OUTCROP

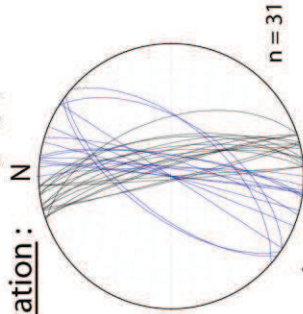


- * Descriptif :**
- Affleurement de bord de route
 - Grès turoniens assez cohésifs
 - Quelques altérations secondaires
 - Vases oxydés

*** Distribution des tailles de grains :**



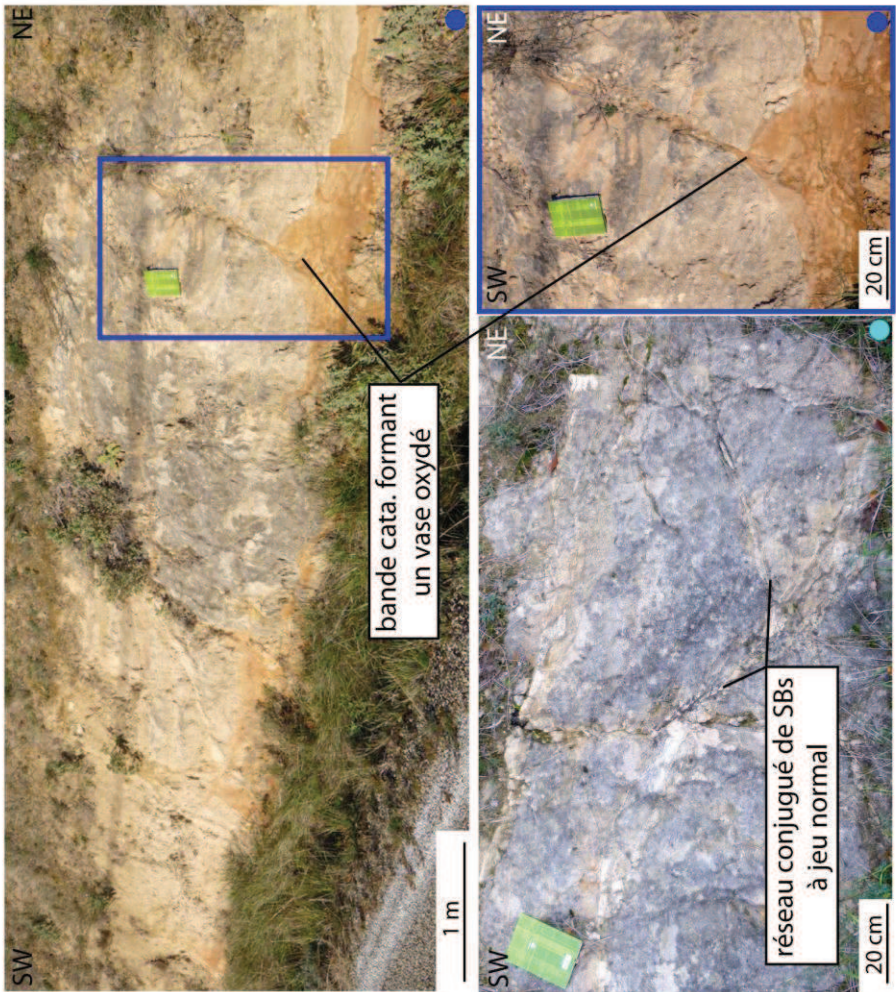
*** Orientation :**



*** Déformation :**

- Bandes cataclastiques multibrins ou en amas, à jeu normal, pouvant limiter des vases oxydés, multiples orientations, quelques bandes verticales (décrochement?)

*** Affleurements :**



32.KAOLINITE QUARRY

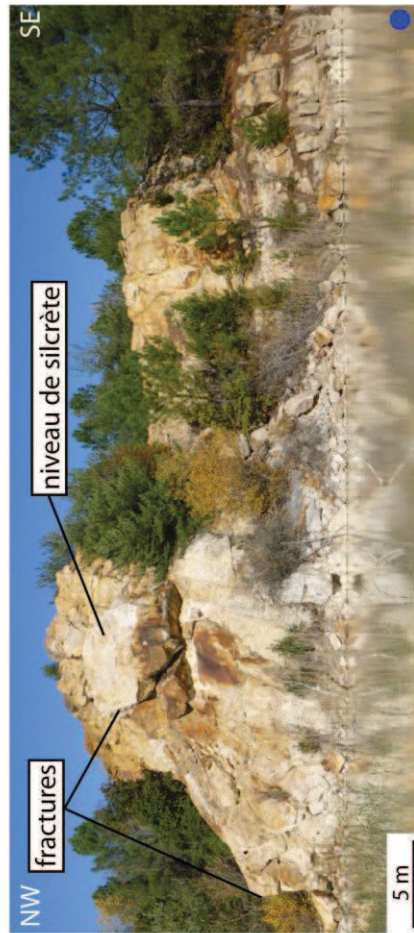
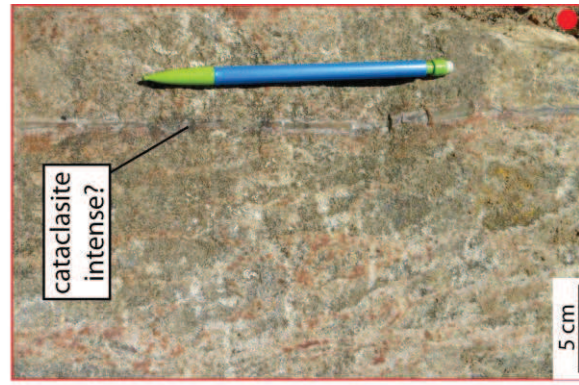
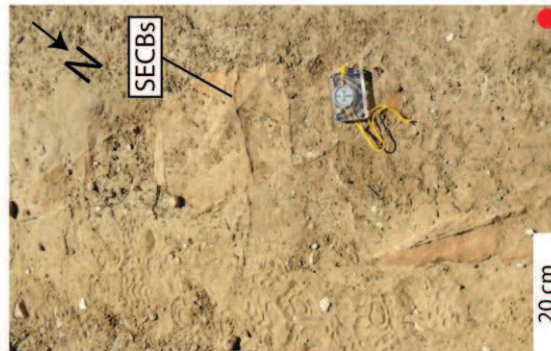
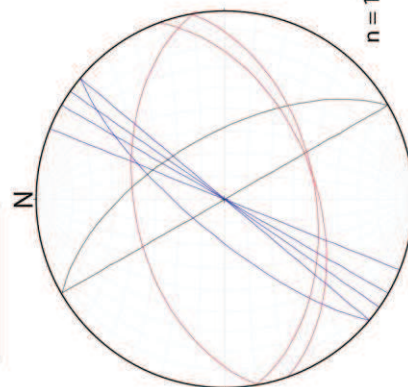
* Descriptif :

- Affleurements de bord de chemin
- Grés turoniens
- Présence de silcrète
- Cuirasse ferrugineuse

* Affleurements :



* Orientation :



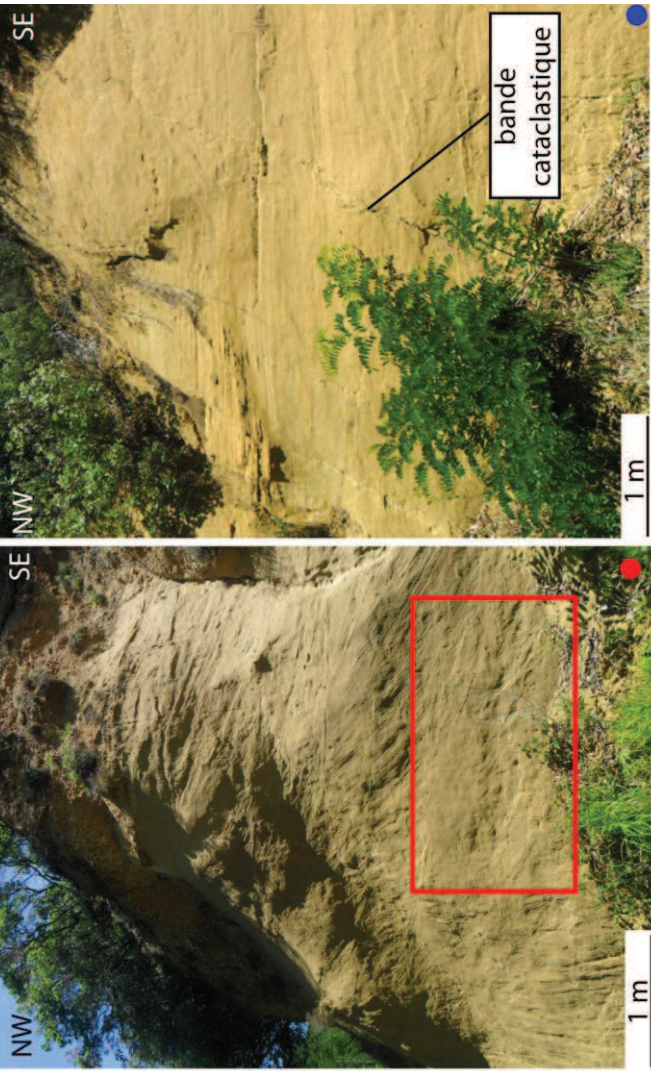
* Déformation :

- Quelques SECBs conjuguées
- Bandes cataclastiques décrochantes senestres + zone cataclastique (faille?) avec silcrète?

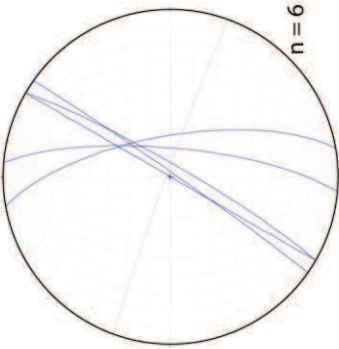


*** Descriptif :** *** Affleurements :**

- Affleurement de bord de route
- Grés albiens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Peu d'oxydations secondaires

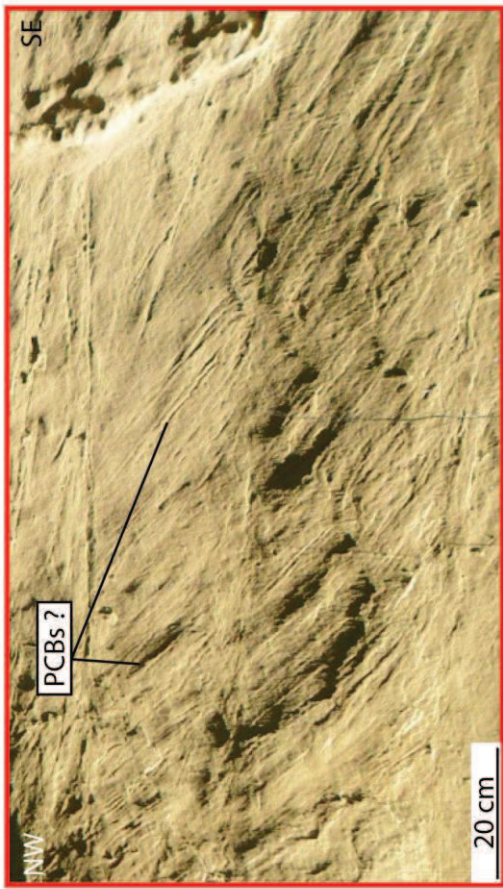


*** Orientation :** N



*** Déformation :**

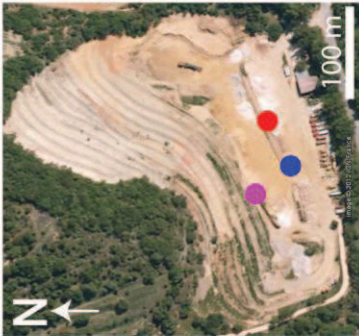
- Quelques bandes cataclastiques verticales (décrochement?) éparses
- Bandes sinueuses, PCBs parallèles au lamine ?



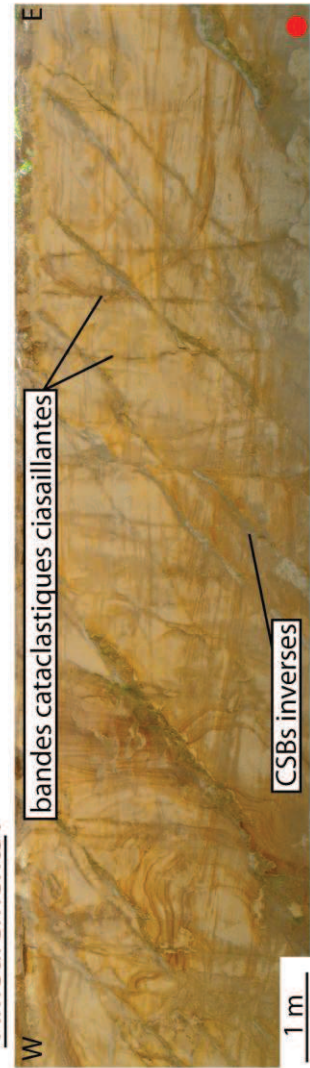
34. CHAPUS QUARRY

* Descriptif :

- Carrière en activité
- Grès albiens
- Faciès deltaïques
- Oxydations en masse, anneaux de Liesegang



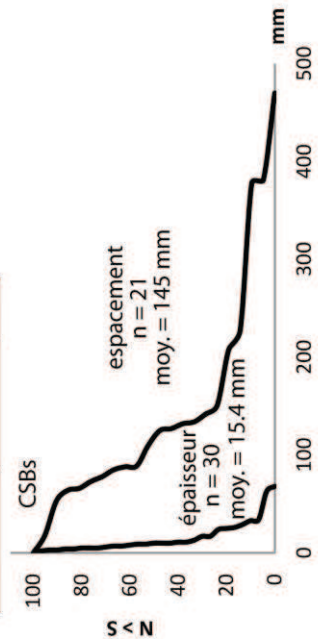
* Affleurements :



* Distribution des tailles de grains :

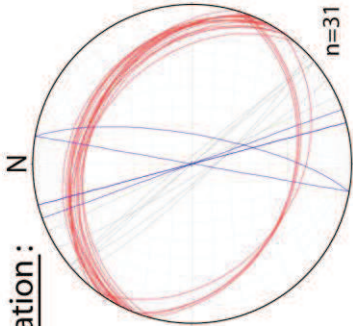


* Attributs géométriques :



Structures	Porosité (%)	Perméabilité (mD)	R ₅₀ (µm)	Ra (µm)	T
HR	26.46	1683.5	39	74	
CSB	19.37	157	11	42	0.51
CSB	19.63	81.4	11	45	

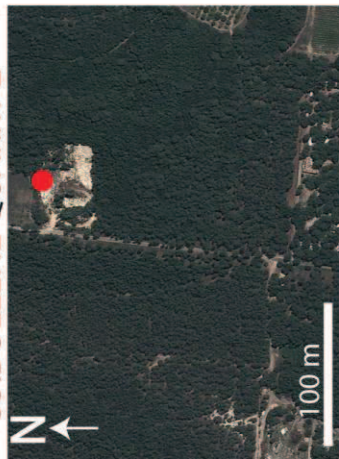
* Orientation :



* Déformation :

- Réseau de bandes cataclastiques inverses et probablement conjuguées (bande N110 et sub-horizontales), en amas de bandes et bien distribuées ($\alpha = 75^\circ$).
- Réseaux de bandes cataclastiques assez verticales à jeu normal (décrochement?). Un de ces réseaux montre des brins oxydés rouges, circulation préférentielle de fluides?

35. BOLLENE QUARRY 2



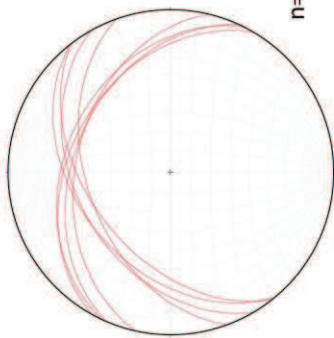
* Descriptif :

- Décharge
- Grès turoniens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Quelques fronts de rougissements
- Peu d'affleurements exploitables

* Affleurements :

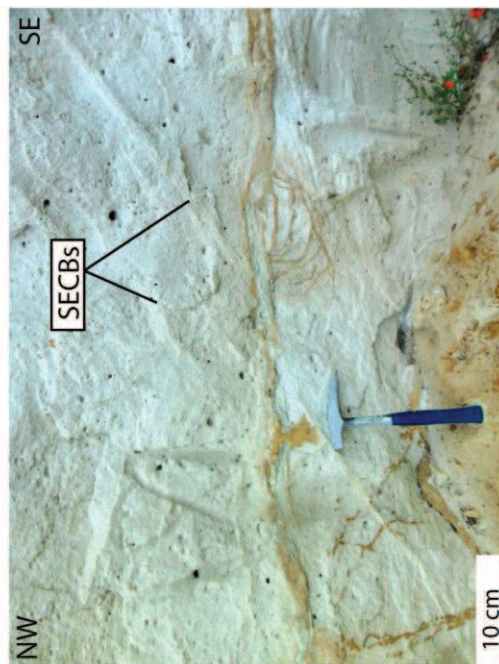
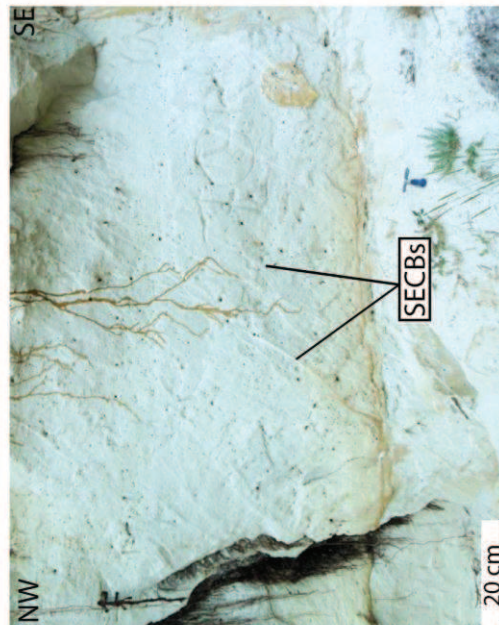


* Orientation : N



* Déformation :

- Quelques SECBs en réseau conjugué



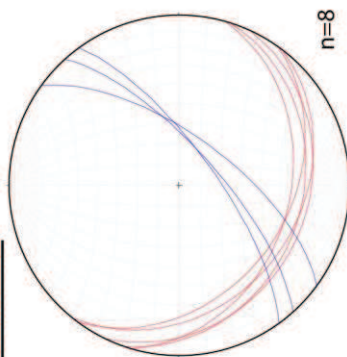
36.LA ROBINE QUARRY



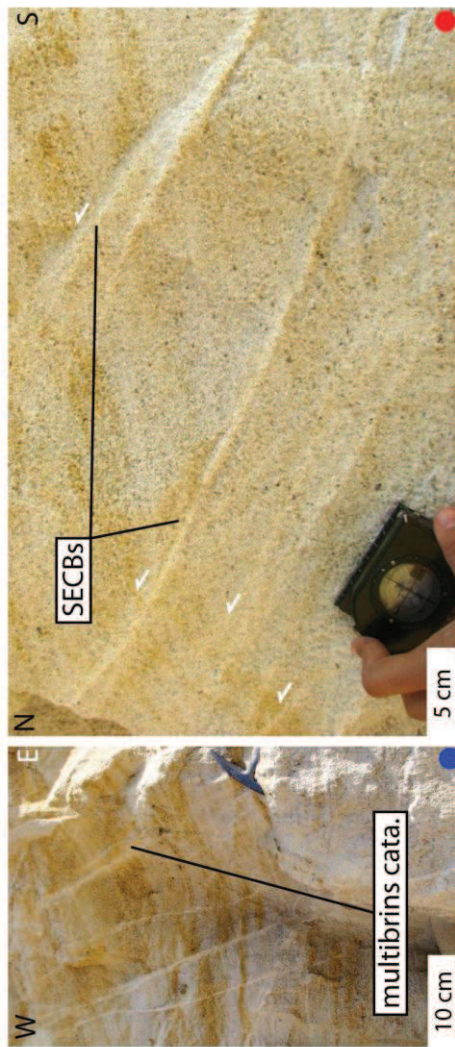
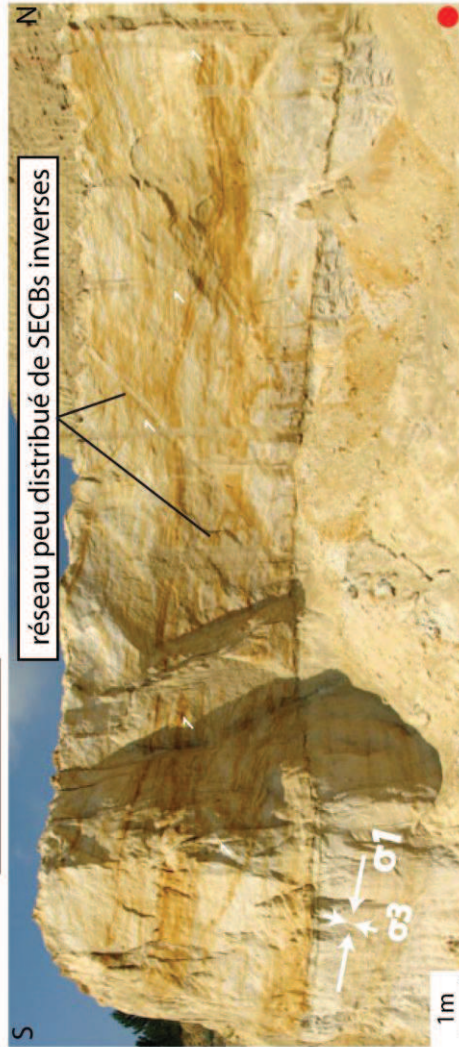
* Descriptif :

- Carrière en activité
- Grès turoniens non cohésifs et grossiers
- Faciès deltaïques
- Quelques altérations secondaires
- Rougissement en masse

* Orientation : N



* Affleurements :

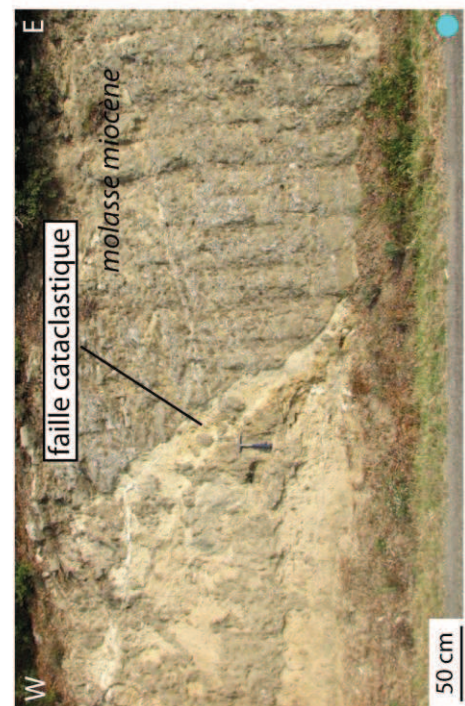


* Déformation :

- Réseau de SECBs moyennement distribuées, un seul set visible, pas d'effet sur les rougissements

- Quelques bandes cataclastiques à jeu normal, multibrins

+zone de faille cataclastique à l'extérieur de la carrière mettant les sables en contact avec la molasse miocène



37.ST RESTITUT OUTCROP



* Descriptif :

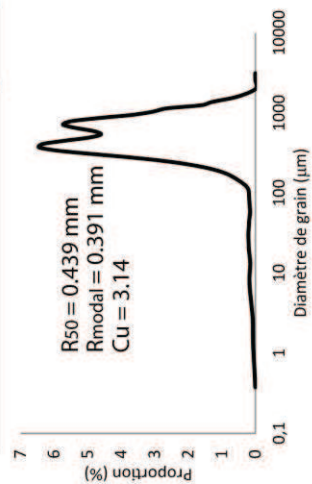
- Affleurement de bord de route
- Grès turoniens cohésifs
- Oxydations en masse et fronts de rougissement

* Affleurements :

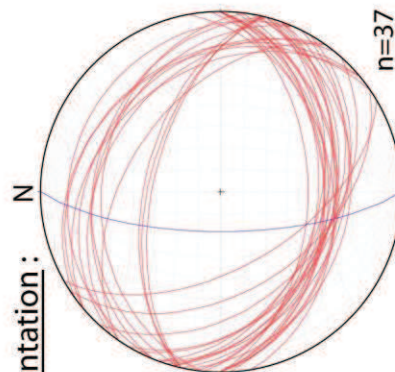


réseau peu distribué de SECBs à bandes protocataclastiques inverses

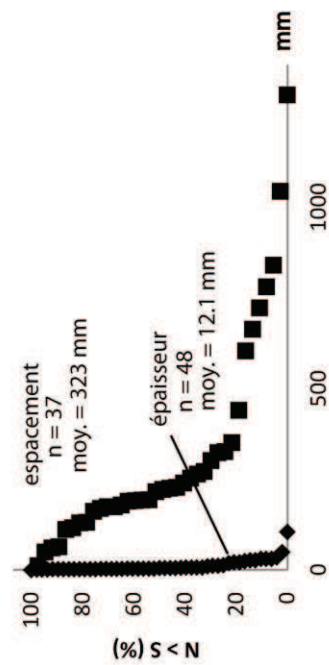
* Distribution des tailles de grains :



* Orientation :

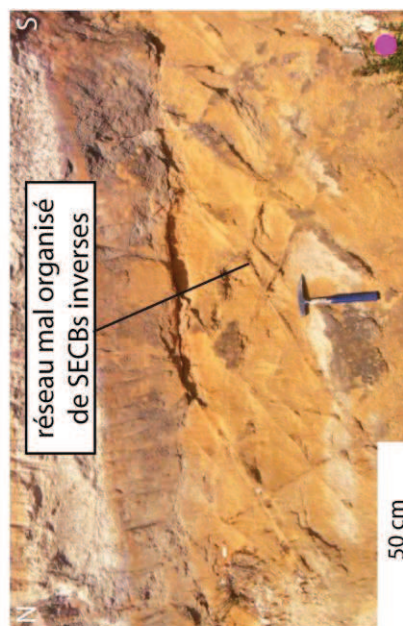


* Attributs géométriques :



* Déformation :

- Réseau conjugué de bandes à jeu inverse parfois SECBs, parfois plus cisailantes ($\alpha = 76^\circ$)
- Réseau mal organisé (espacement et épaisseur variables)

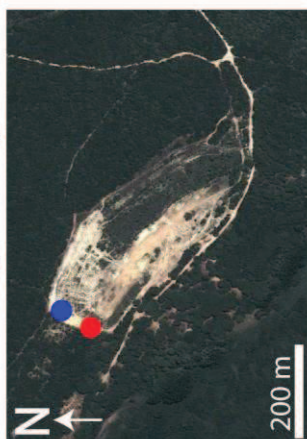


réseau mal organisé de SECBs inverses

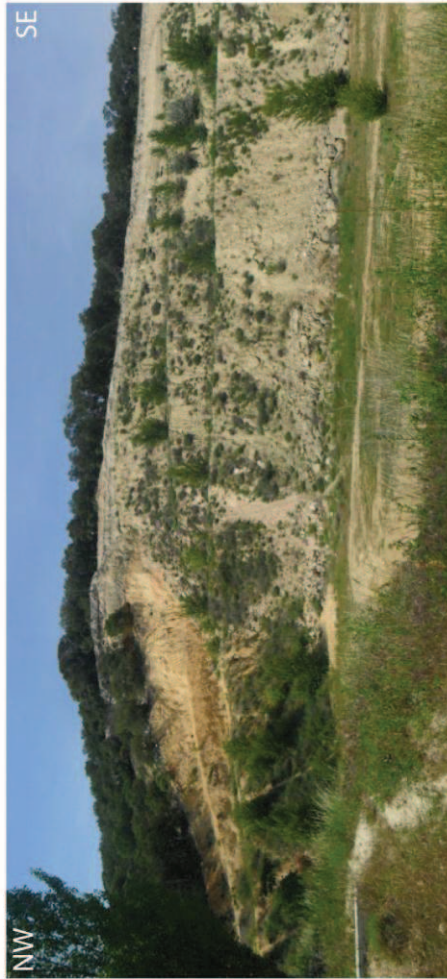
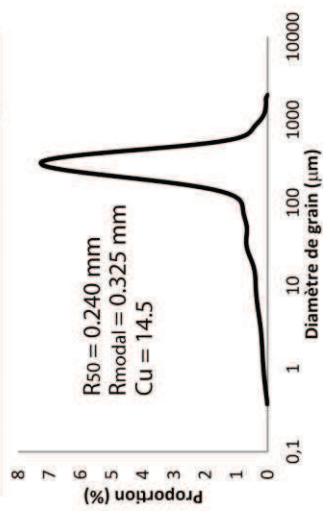
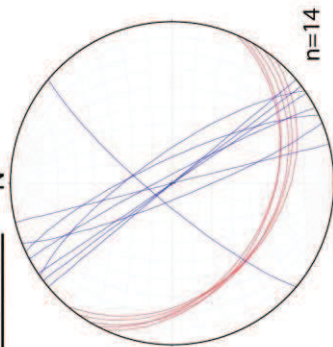


recoupement multiple, rejet centimétrique

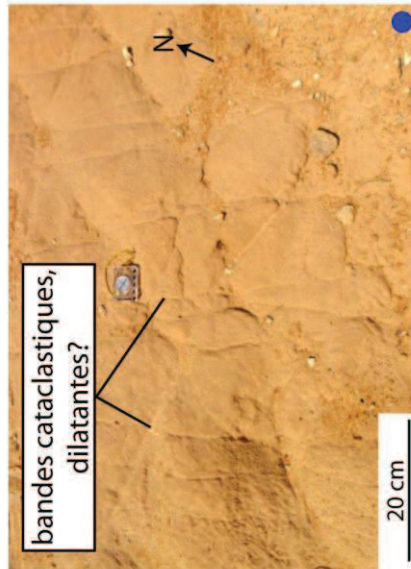
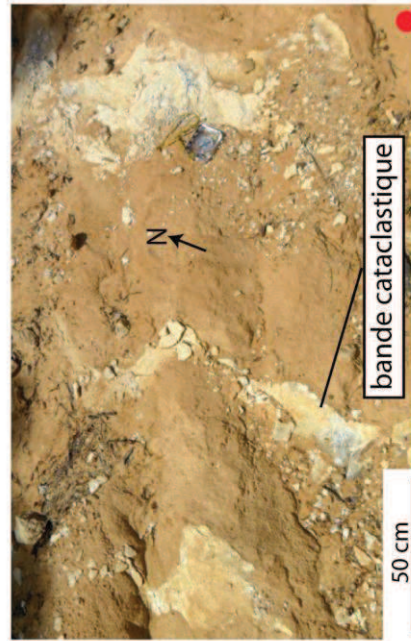
38.L ETANG QUARRY (SOLERIEUX)

* Descriptif :

- Carrière désaffectée
- Grès santoniens non cohésifs
- Faciès de plage (?)
- Oxydation en masse
- Peu d'affleurements exploitables

* Affleurements :* Distribution des tailles de grains :* Orientation : N* Déformation :

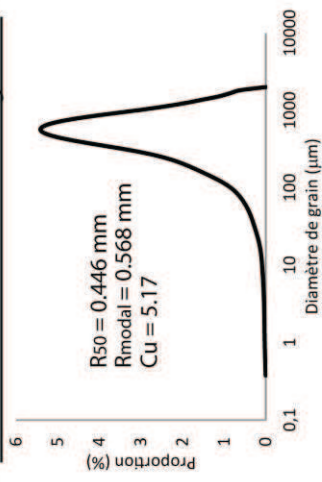
- Quelques bandes cataclastiques N 110, probablement inverses, régulièrement espacées mais peu nombreuses
 - Bandes irrégulièrement espacées formant un relief négatif à l'affleurement (dilatance?)
- Bande cataclastique au microscope



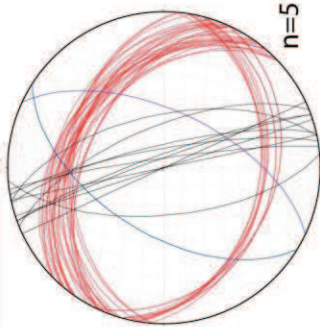
39.ST MICHEL QUARRY



* Distribution des tailles de grains :



* Orientation : N



* Déformation :

- Réseau de bandes cataclastiques inverses (proche bédoin), distribuées mais pas régulièrement ($\alpha = 71^\circ$)

* Descriptif : * Affleurements :

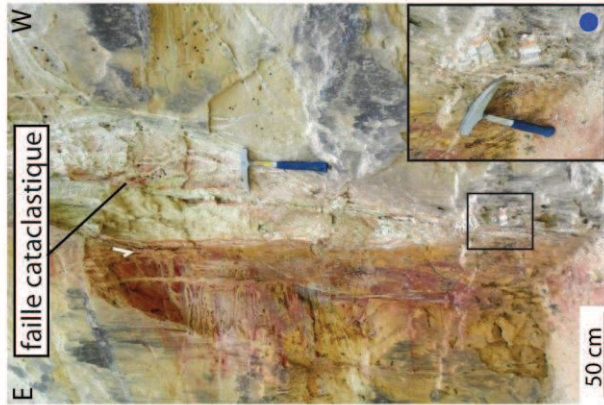
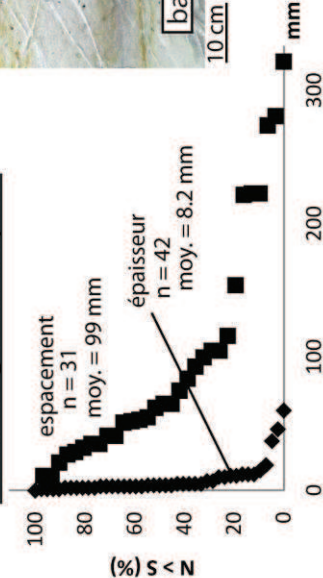
- Carrière désaffectée
- Grès turoniens non cohésifs
- Faciès deltaïques
- Quelques anneaux de Liesegang



* Pétrophysique :

Structures	ϕ (%)	k (mD)	R50 (µm)	Ra (µm)	T
HR	32.7	10676.9	46	72	
CSB	24.88	70.3	9	28	0.08
CSB	24.1	58.8	8.7	34	
SB	8.51	0.01	0.2	1.9	
SB	6.52	0.03	0.4	2.5	

* Attributs géométriques :



- Réseau de bandes cataclastiques à jeu normal formant des amas de bandes parfois verticaux et limitant les oxydations

40. ST JULIEN OUTCROP



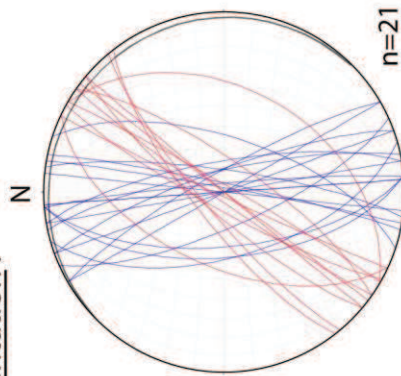
* Descriptif :

- Affleurements de bord de route
- Grès albiens non cohésifs
- Faciès deltaïques
- Quelques fronts de rougissement et vases oxydés

* Affleurements :

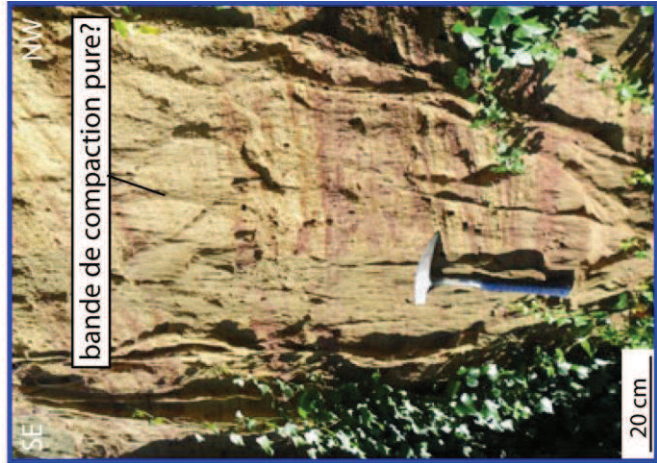


* Orientation :



* Déformation :

- Quelques CB pures?
- Quelques bandes cataclastiques inverses
- Réseau de bandes verticales cataclastiques à nombreuses orientations



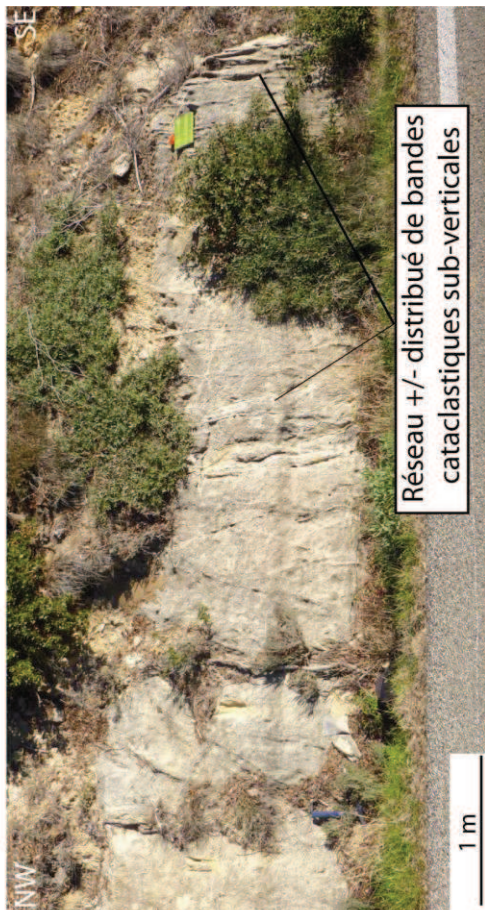
19. LA ROQUE OUTCROPS



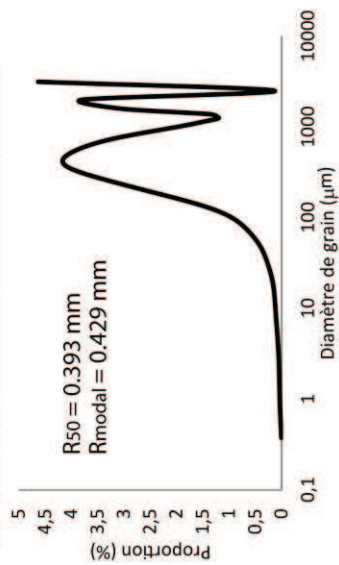
* Descriptif :

- Affleurements de bord de route
- Grès turoniens peu cohésifs
- Quelques oxydations secondaire
- Lessivage?

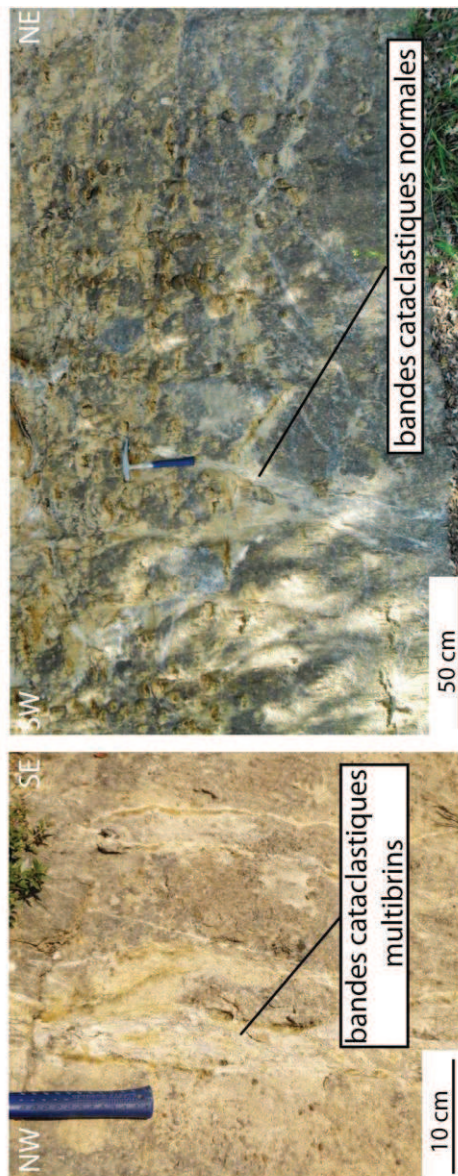
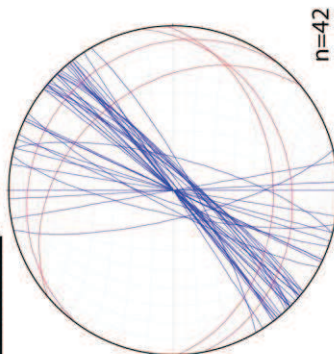
* Affleurements :



* Distribution des tailles de grains :



* Orientation : N



* Déformation :

- Quelques SECBs inverses peu visibles
- Réseau de bandes protocataclastiques sub-verticales et fines (à jeu normal), assez bien distribuées

D.1.2. Les autres affleurements de Provence

Le sables et grès du Crétacé Supérieur affleurent sur deux autres sites majeurs du Bassin du Sud-Est : (1) la région de **Bédoin** au Sud du Mont Ventoux : et (2) les « **Ocres du Roussillon** » au Nord du chevauchement du Luberon (Fig. D.02).

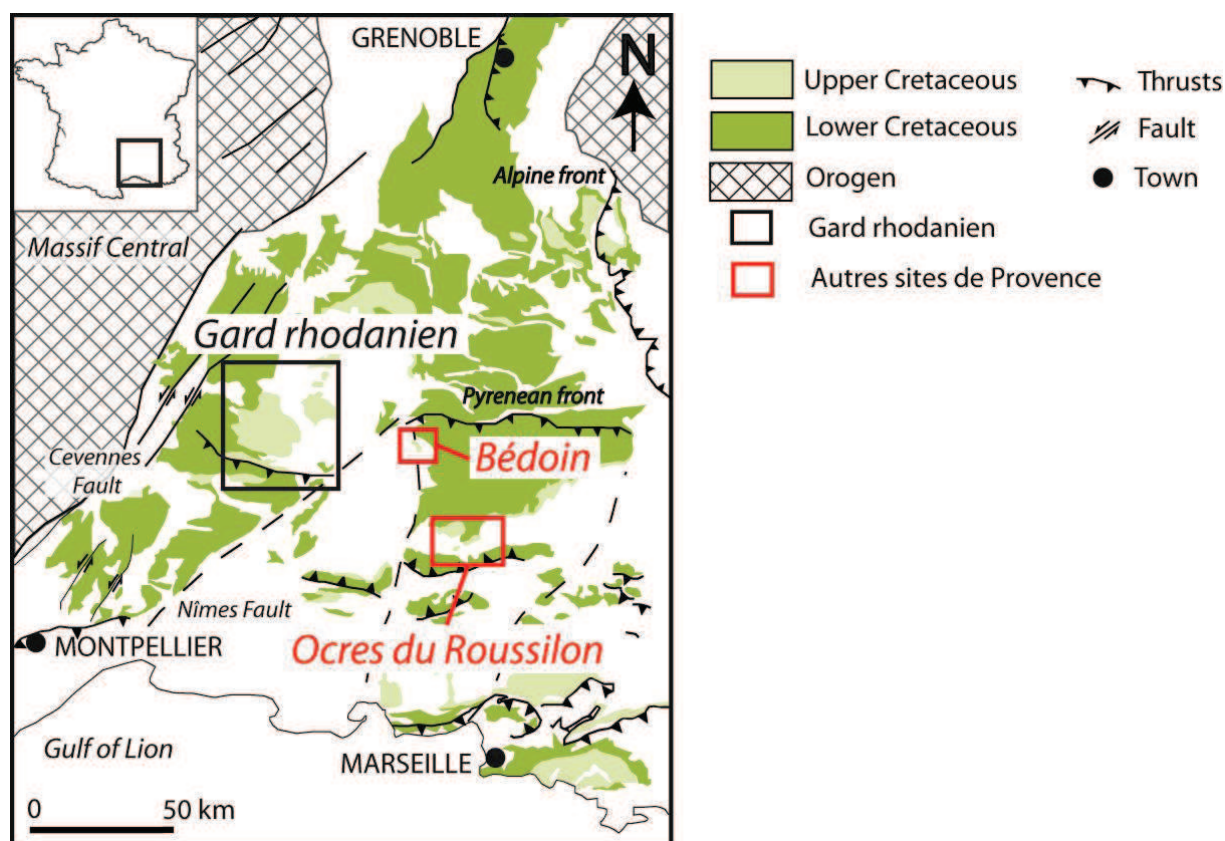


FIGURE D.02 : Carte géologique montrant l'emplacement des autres sites d'étude de Provence

FIGURE D.02: Geologic map showing the location of the other study sites of Provence.

D.1.2.a. Région de Bédoin

Dans la région de Bédoin affleurent des grès et sables albiens et cénomaniens, exploités dans de grandes carrières sablières (société SIBELCO). Quelques observations complémentaires à celles réalisées par Saillet (2009) ont pu être faites, notamment dans les carrières du Sud.

A noter que le contexte géologique est en partie similaire à celui du Gard rhodanien (contraction pyrénéenne puis extension Oligocène-Miocène) avec une phase décrochante au Miocène plus marquée sur ce site. Les profondeurs d'enfouissement varient ici entre 580 et 740m (Saillet, 2009).

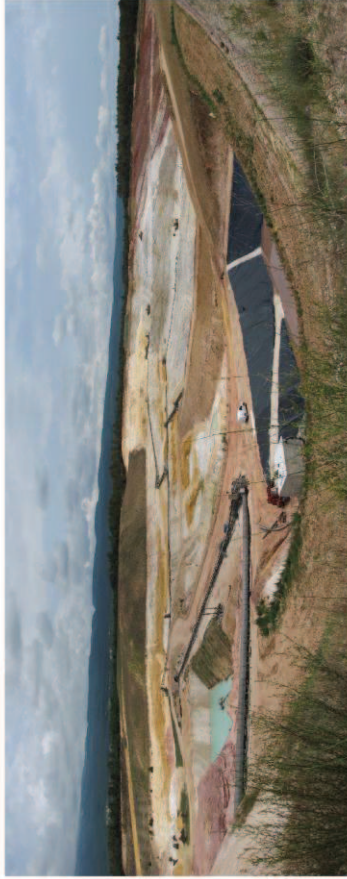
42. LES CRANS QUARRY



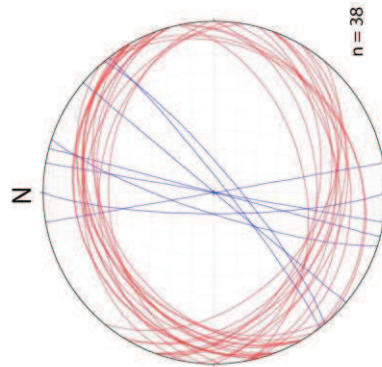
* Descriptif :

- Carrière en activité
- Grès cénomaniens non cohésifs
- Faciès éoliens
- Présence d'altérations secondaires
- Lessivage (grès blanc)

* Affleurements :

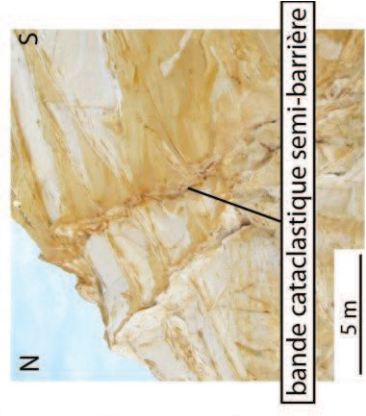


* Orientation :

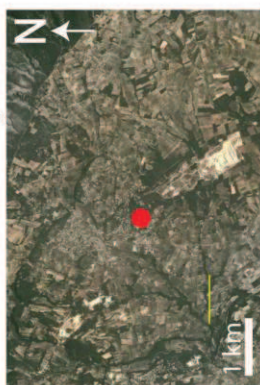


* Déformation :

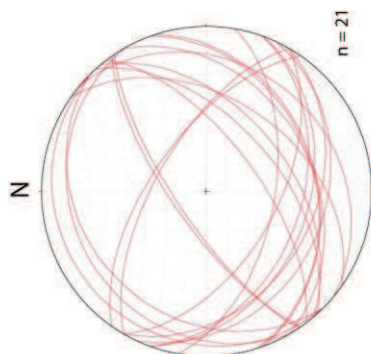
- Réseaux conjugués de bandes cataclastiques et cisailantes (CSBs) à jeu inverse ($\alpha = 60^\circ - 70^\circ$), multibrins sinueux, épaisseurs pluri-centimétriques, bandes à vergence Nord recoupent généralement les bandes Sud et $N^\circ 110^\circ E$ recoupent les $N^\circ 60^\circ E$; formation de vases oxydés
- Bandes cataclastiques en amas pluri-centimétriques à décimétriques (faille?) plutôt verticales en décrochement et à composante normale, ces bandes limitent généralement les oxydations



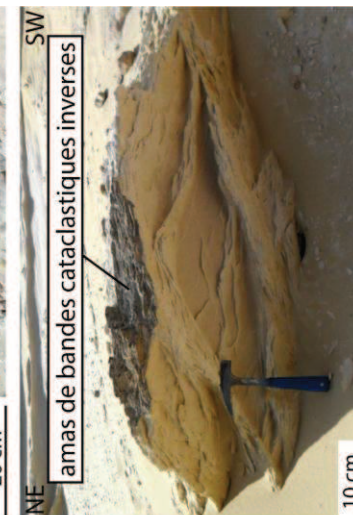
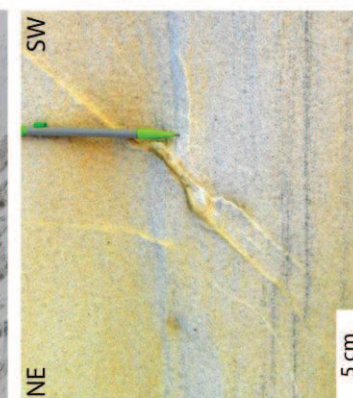
43. LES TERRIERS QUARRY

* Affleurements :* Descriptif :

- Carrière en activité
- Grès cénomaniens non cohésifs
- Faciès éoliens
- Peu d'altérations secondaires
- Lessivage (grès blanc)

* Orientation :* Déformation :

- Réseaux conjugués de bandes cataclastiques et cisailantes (CSBs) à jeu inverse ($\alpha = 60 - 70^\circ$), multibrins sinueux à véritables amas de bandes, épaisseur pluri-centimétrique, similaire à la carrière des Crans plus au Sud
- + faille inverse à cataclase intense, rejet environ 0.5 - 1 m



Multiple orientation, probablement plusieurs réseaux inverses se recoupant

44.LE CROS QUARRY

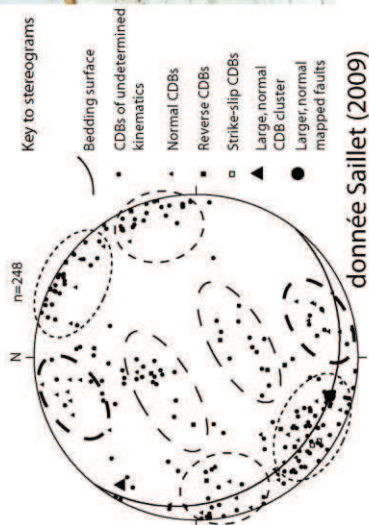
* Descriptif :

- Carrière désaffectée
- Grès cénomaniens non cohésifs
- Faciès éoliens
- Cuirasses ferrugineuses et lessivage

* Affleurements :



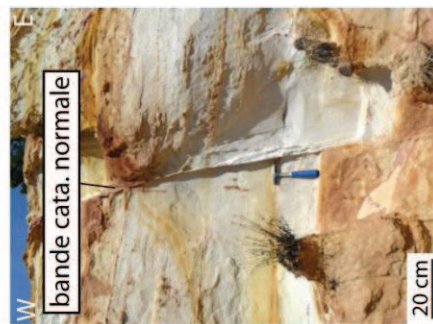
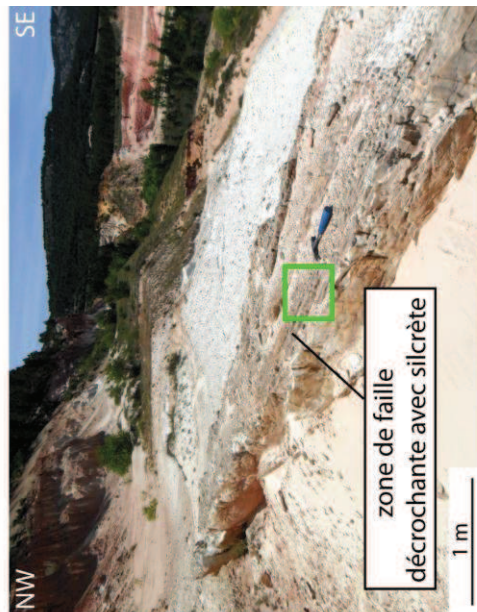
* Orientation :



* Déformation :

- Peu de bandes à jeu inverse observées
- Bandes cataclastiques multibrins à jeu normal
- Nombreuses bandes cataclastiques décrochantes à multiples orientations, formant des amas de bandes parfois très épais et pouvant localiser le dépôt de silcrète

Voir Thèse Salliet (2009) pour plus de détail sur cette carrière



45.BEDOIN OUTCROP



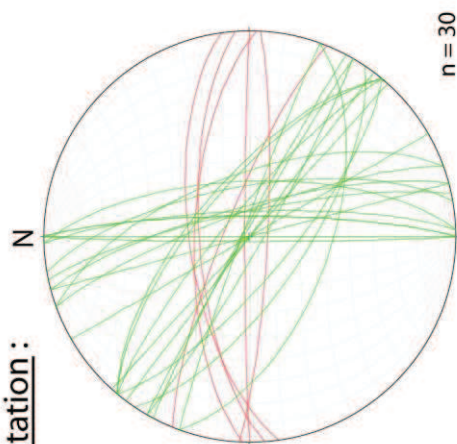
* Descriptif :

- Affleurement de bord de route
- Grès albiens peu cohésifs
- Faciès déltaiques
- Altérations (ocres) en masse

* Affleurements :

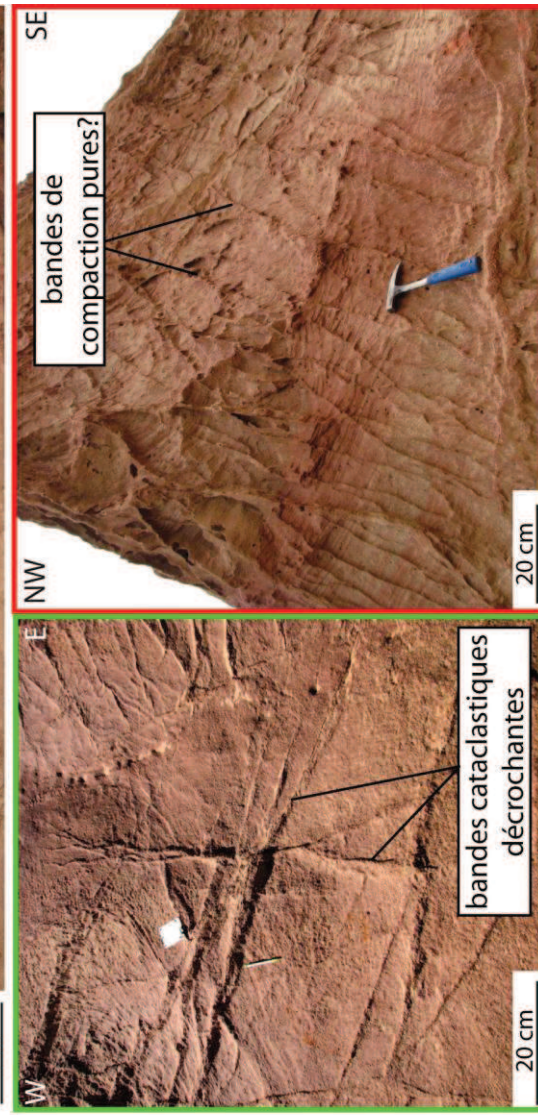


* Orientation :



* Déformation :

- Réseau très distribué de bandes fines et sinueuses ne montrant pas de rejet cisailant : bandes de compaction pures ?
- Réseau conjugué de bandes cataclastiques décrochantes, multibrins, la cataclase y semble modérée, assez bien distribué



D.1.2.b. Région des Ogres du Roussillon

Dans la région des Ogres du Roussillon affleurent des grès et des sables albiens et cénomaniens observables sur 3 sites principaux. Ces sites sont généralement d'anciennes exploitations d'ogres, aujourd'hui reconvertis en sites touristiques, à l'exception de la carrière de Gargas en activité à l'heure actuelle.

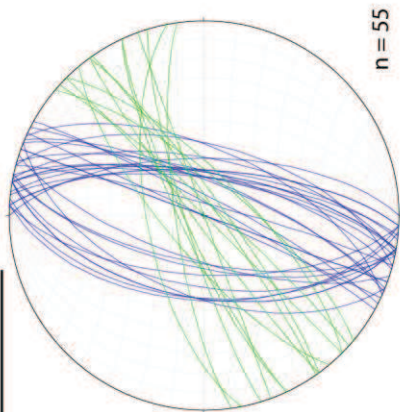
46. RUSTREL QUARRY



* Descriptif :

- Ancienne carrière d'ocre
- Site touristique
- Grès albiens/cénomaniens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Altérations (ocres) en masse et lessivage

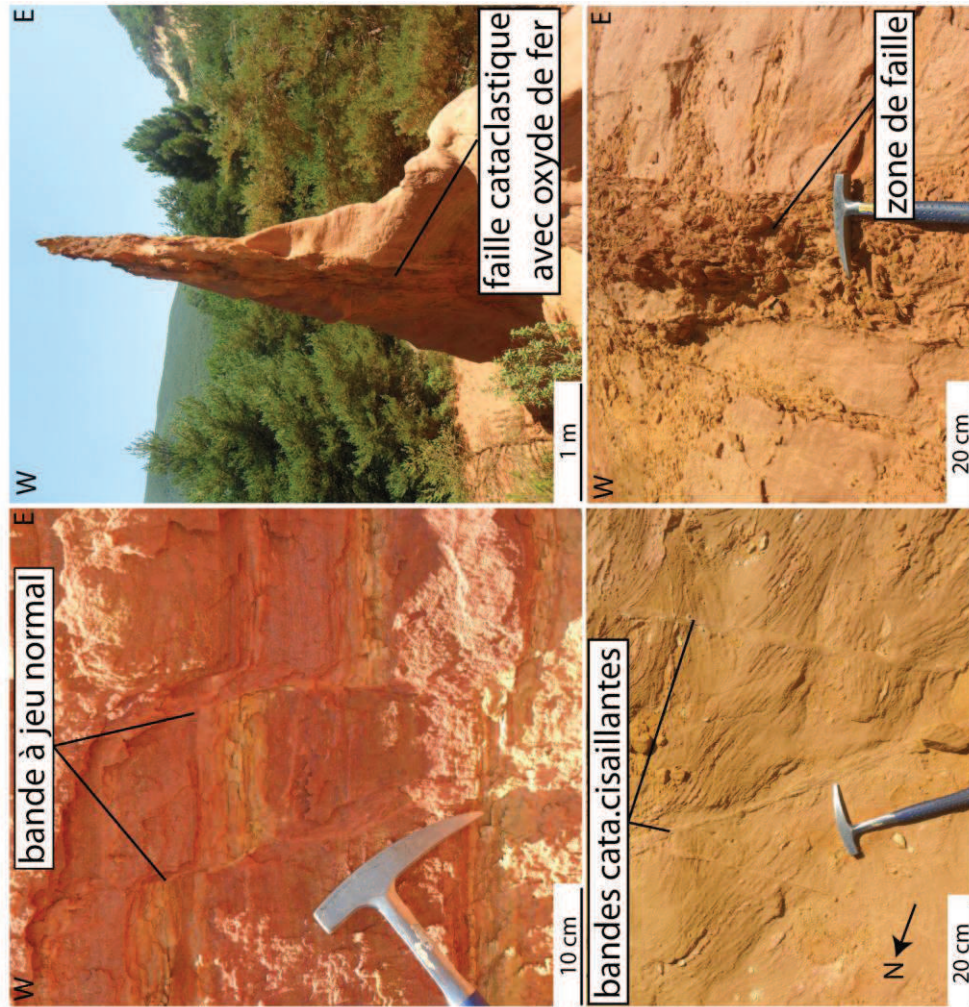
* Orientation : N



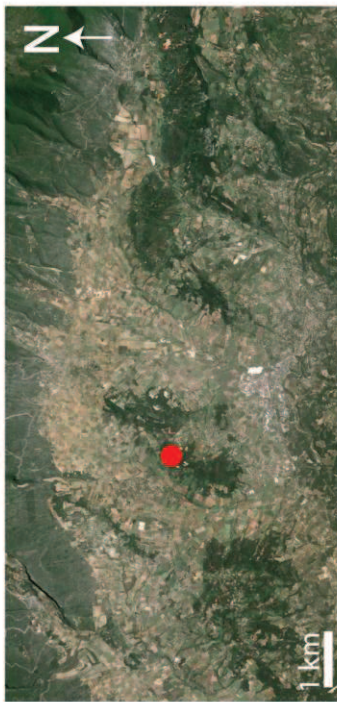
* Déformation :

- Réseau conjugué de bandes cataclastiques à jeu normal, multibrin et faille peu cataclastique, distribution éparse
- Bandes cataclastiques multibrins et failles à composante décrochante dextre

* Affleurements :



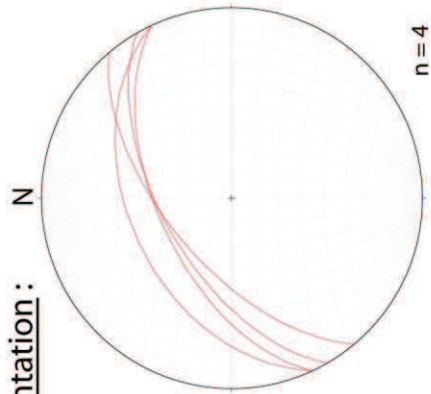
47. GARGAS QUARRY



* Descriptif :

- Carrière en activité
- Grès albiens/cénomaniens peu cohésifs
- Faciès deltaïques
- Altérations (ocres) en masse
- Minéralisations d'oxyde de fer

* Orientation :

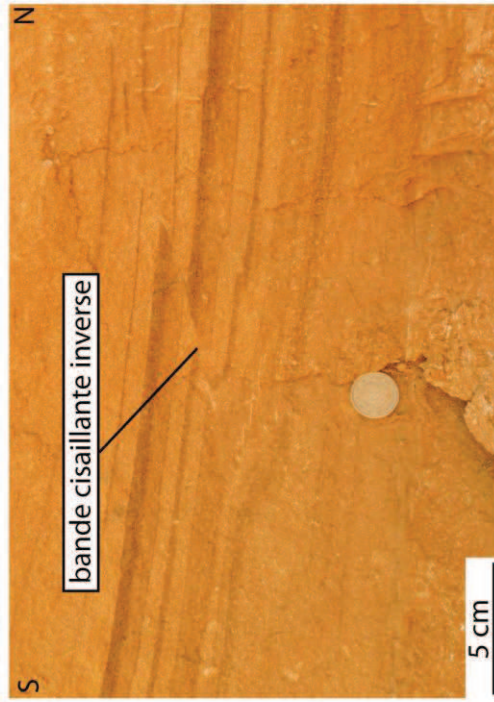


* Déformation :

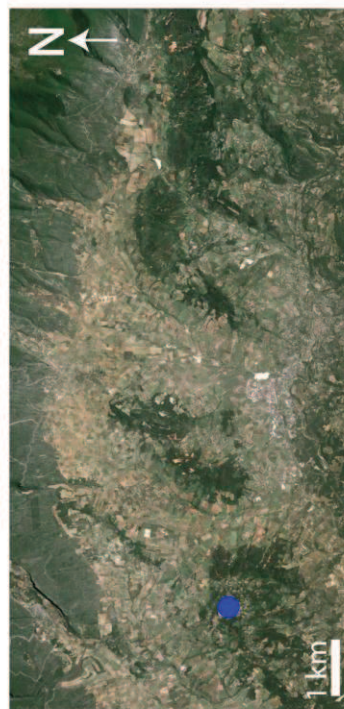
- Présence de bandes cisailantes très fines (bandes de désagrégation?) à jeu inverse, rejet centimétrique
- + Faille inverse localisée à rejet métrique

Aucune bande observée sur le site touristique des galeries d'ocres de Gargas

* Affleurements :



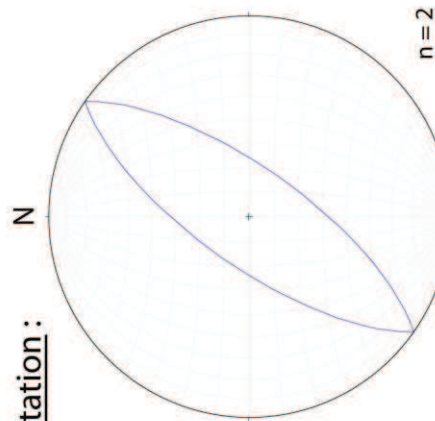
48. ROUSSILLON QUARRY



* Descriptif :

- Carrière d'ocre transformée en site touristique
- Grès albiens/cénomaniens peu cohésifs
- Altérations (ocres) en masse
- Lessivage

* Orientation :

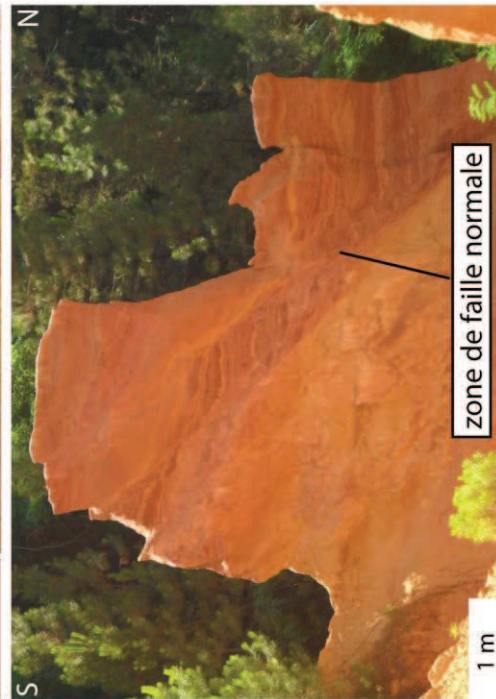
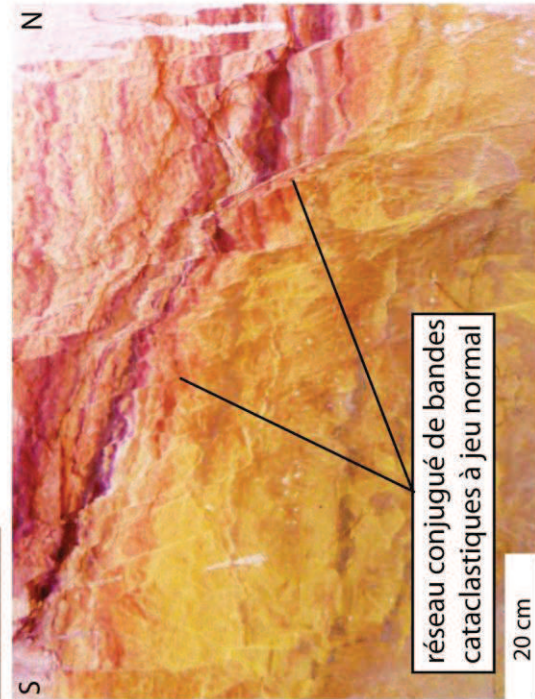


* Déformation :

- Réseau conjugué de bandes cataclastiques fines et très cisailantes, très distribuées (zone d'endommagement de faille?)
- Faïlle normale d'échelle cartographique en bordure de la carrière

Peu de bande sur le reste du site

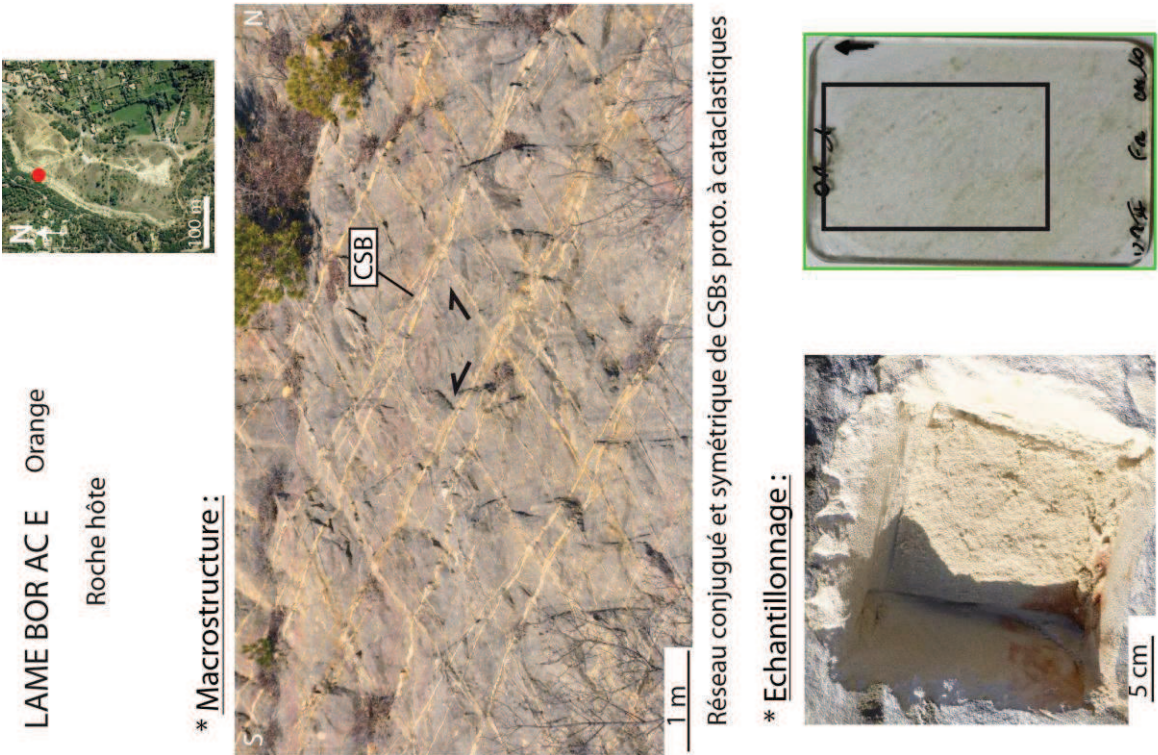
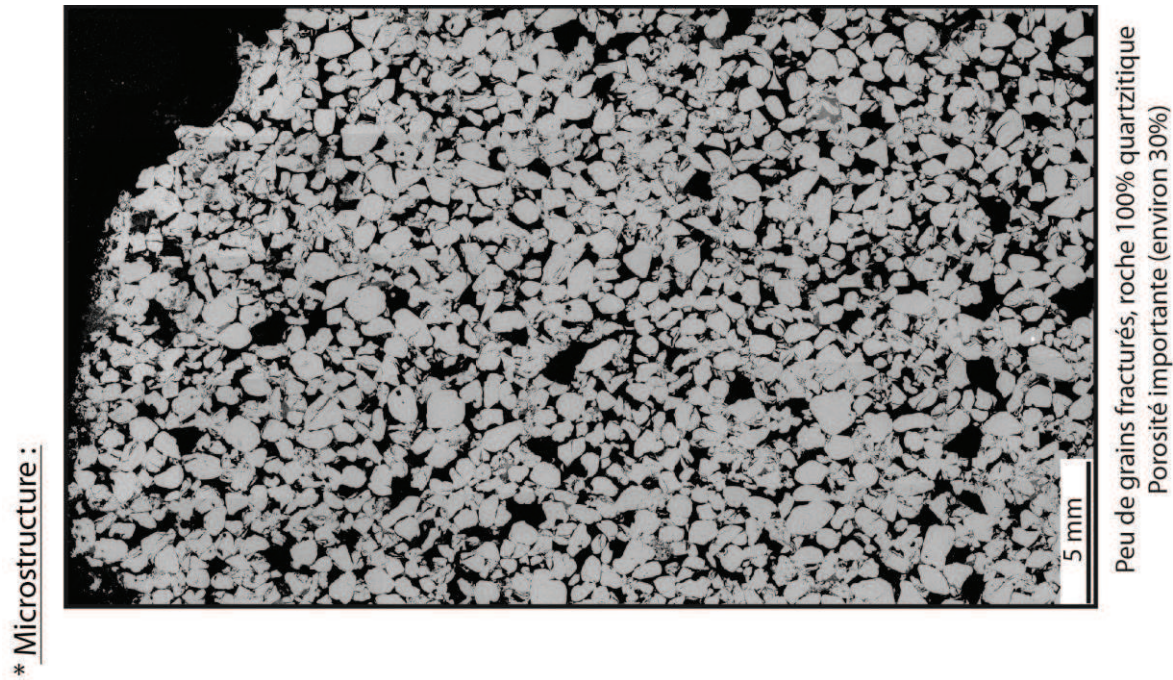
* Affleurements :



D.2. Microstructures

Les microstructures analysées sont triées selon la classification suivante: (1) les roches hôtes, (2) les SECBs, (3) les CSBs et (4) les SBs. Une dernière classe regroupant d'autres structures (bande cimentée, bande dilatante ...) sera ajoutée en (5).

D.2.1. Roche hôte





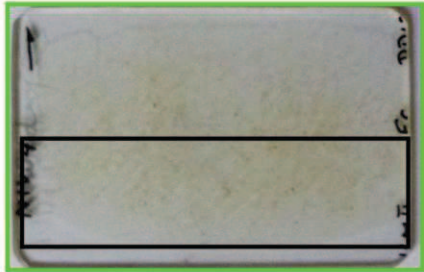
NIV 1 Montmout
Roche hôte, niveau fin

*** Macrostructure :**

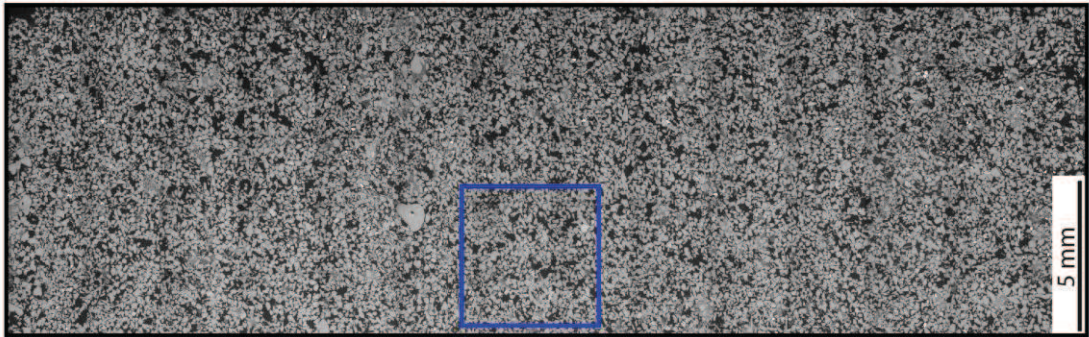


Niveau fin (niveau 1) dans la carrière de Montmout. Quelques SECBs sont présentes mais semblent être propagées de niveaux plus déformés. Quelques bandes cisailantes normales recoupent l'ensemble.

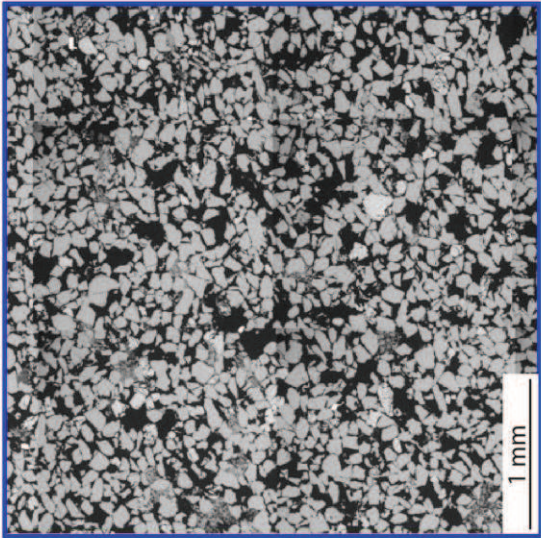
*** Echantillonnage :**



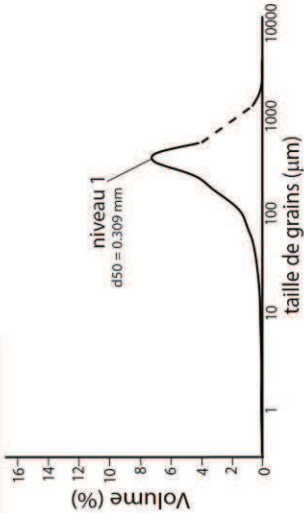
*** Microstructure :**



Grains très peu déformés
Quelques rares fractures observées



*** Granulométrie :**



*** Pétrophysique :**

porosité (%)	rayon d'accès (μm)	perméabilité (md)
34.95	16.81	1632



NIV 2 Montmout

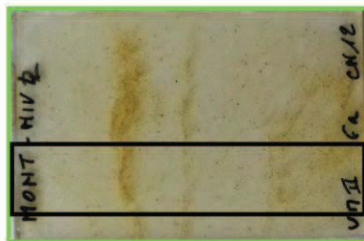
Roche hôte, niveau fin et argileux

* Macrostructure :

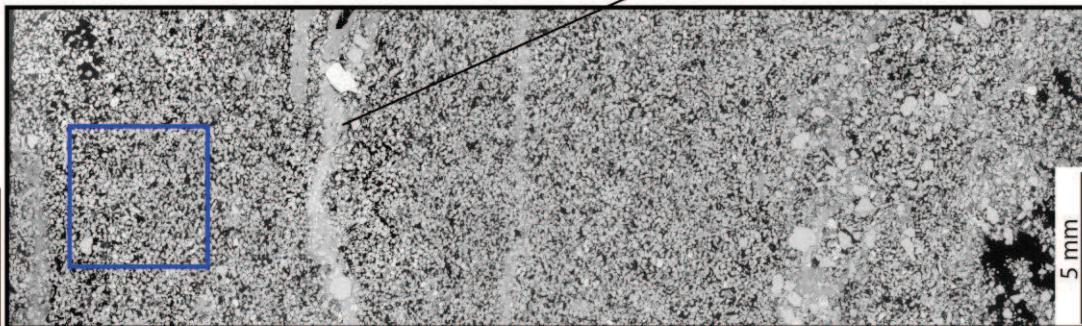


Niveau fin et argileux (niveau 3) dans la carrière de Montmout
Ce niveau est seulement traversé par les bandes cataclastiques cisailantes normales ; aucunes SECBS observées dans ce niveau
Alternance entre des lamines à grains fins et des niveaux plus argileux

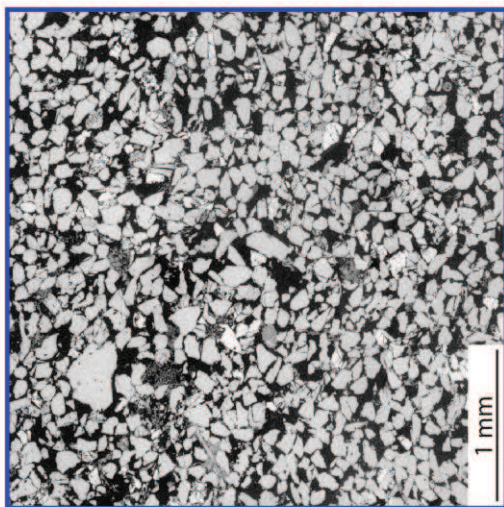
* Echantillonnage :



* Microstructure :

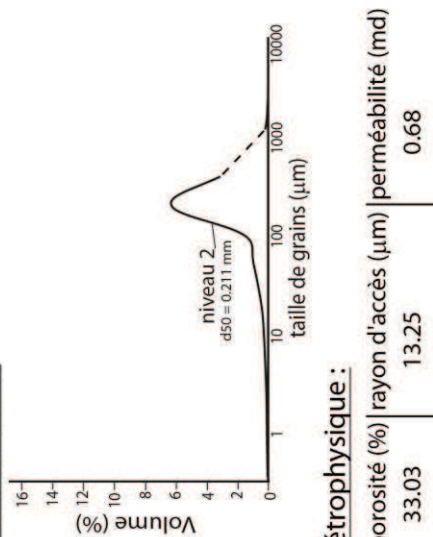


Grains très peu déformés
Quelques rares fractures observées



niveau argileux

* Granulométrie :





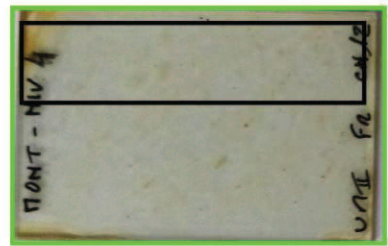
NIV 3 Montmout
Roche hôte, niveau grossier

* Macrostructure :

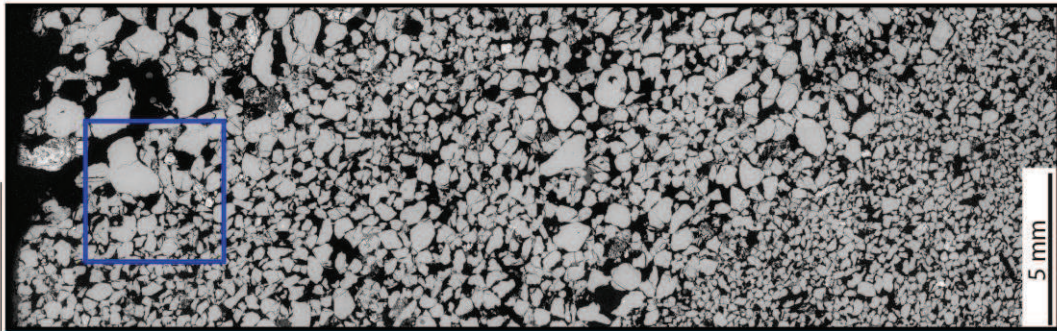


Niveau grossier (niveau 3) dans la carrière de Montmout. Ce niveau présente un grand nombre de SECBs. Quelques bandes cisailantes normales recourent l'ensemble. Cet échantillon montre une alternance entre des lamines à grains fins et des lamines à grains grossiers.

* Echantillonnage :

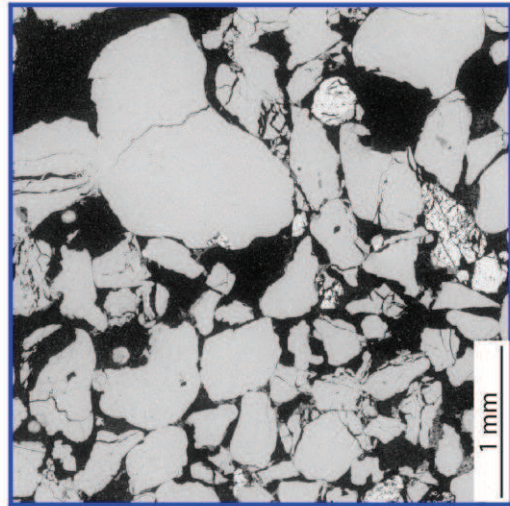


* Microstructure :

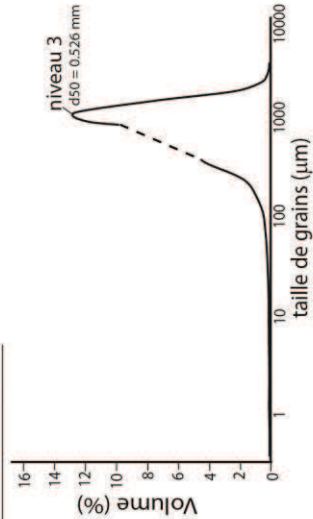


Grains souvent fracturés, en particulier les plus gros

Lamines de grains plus fins moins déformée



* Granulométrie :



* Pétrophysique :

porosité (%)	rayon d'accès (µm)	perméabilité (md)
26.66	45.86	1067



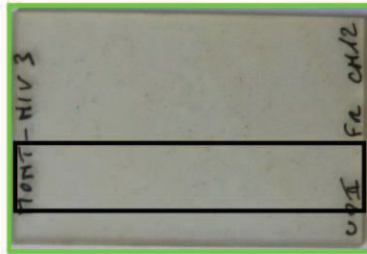
NIV 4 Montmout
Roche hôte, niveau fin

*** Macrostructure :**

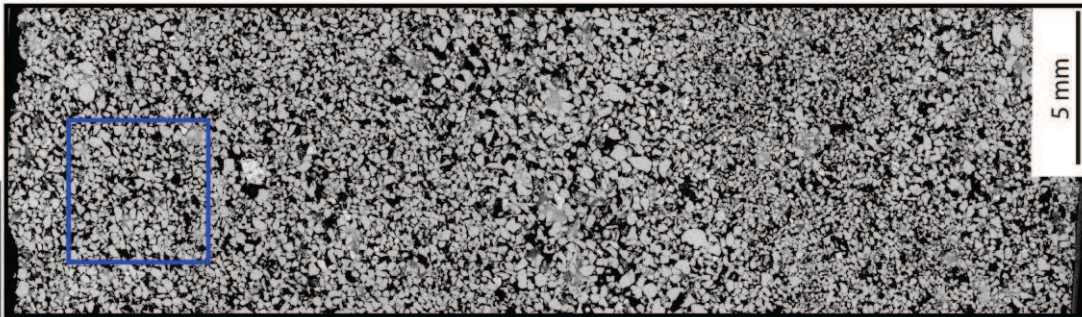


Niveau fin (niveau 4) dans la carrière de Montmout. Quelques SECBs sont présentes mais semblent être propagées de niveaux plus déformés. Quelques bandes cisailantes normales recoupent l'ensemble.

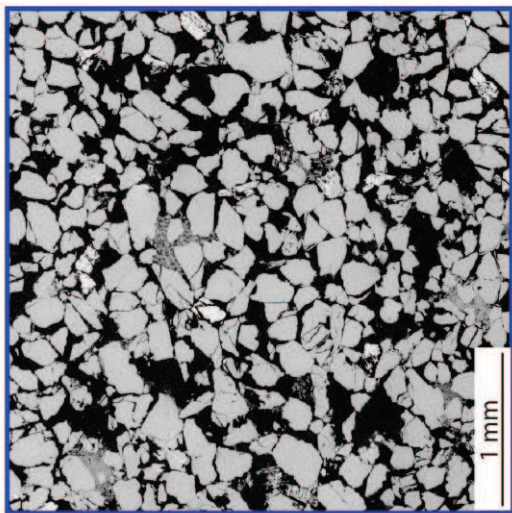
*** Echantillonnage :**



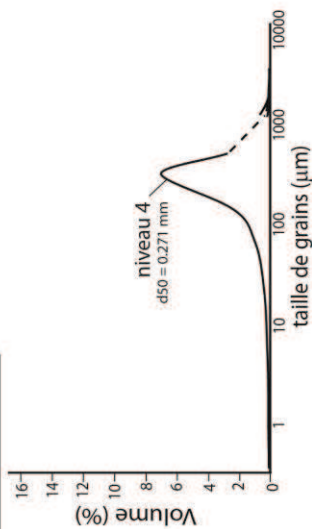
*** Microstructure :**



Grains très peu déformés
Quelques rares fractures observées



*** Granulométrie :**



*** Pétrophysique :**

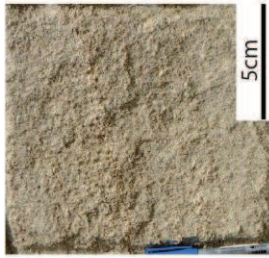
porosité (%)	rayon d'accès (µm)	perméabilité (md)
35.15	21.66	566

LAMES RH1 et RH2

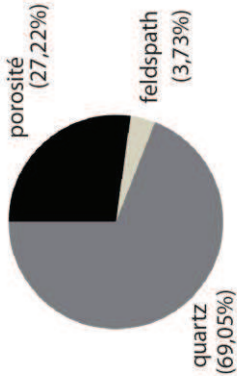
Roche hôte

Boncavaï

* Macrostructure :

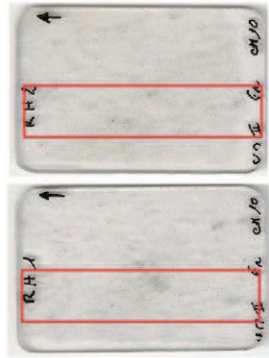
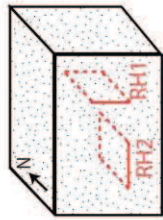


* Composition :

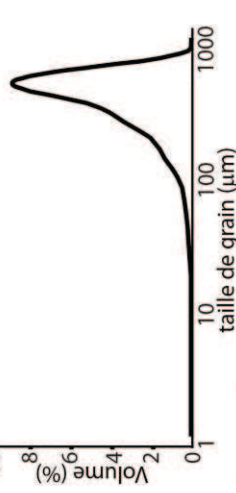


Sables non-consolidés avec lamines granoclassées

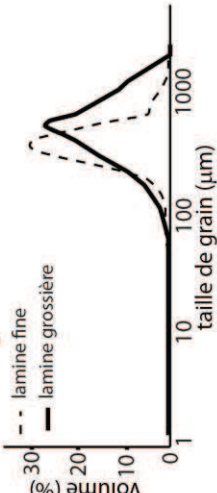
* Echantillonnage :



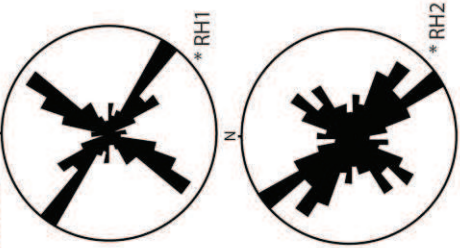
* granulométrie laser



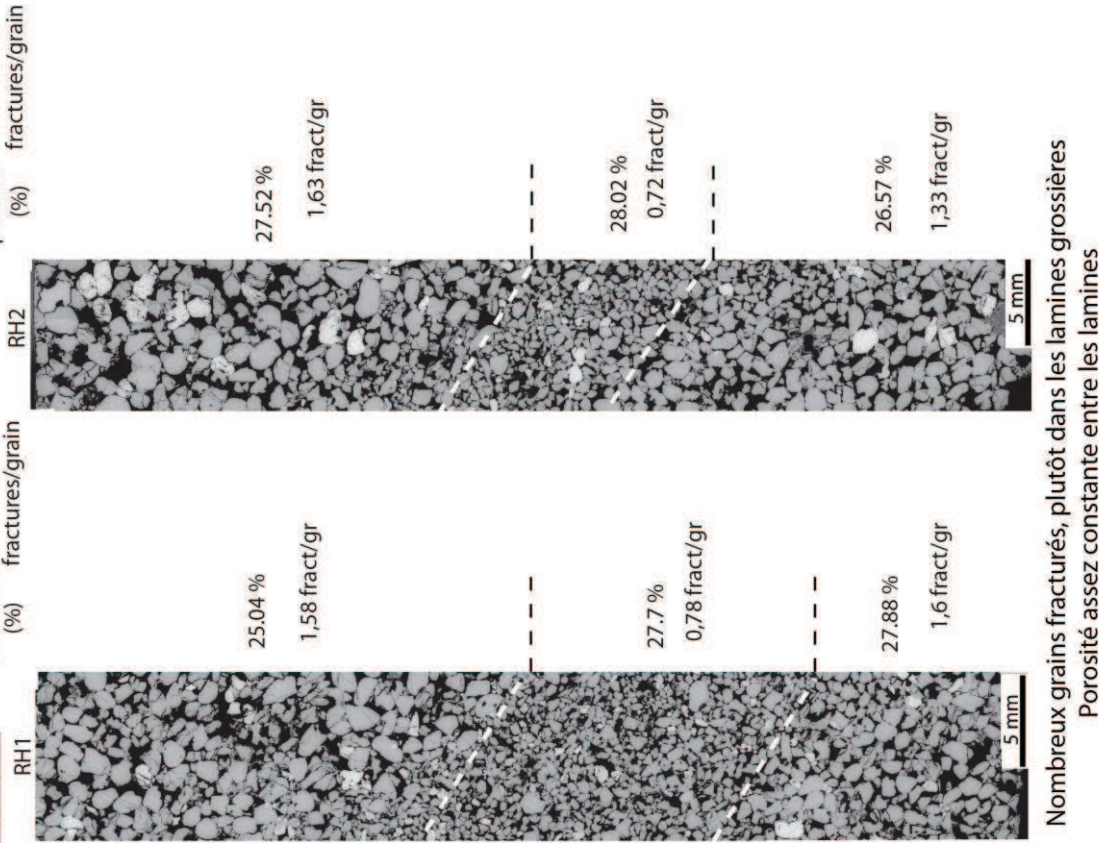
* traitement d'image



* Orientation fractures :



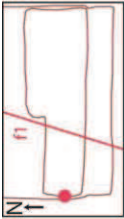
* Microstructure :



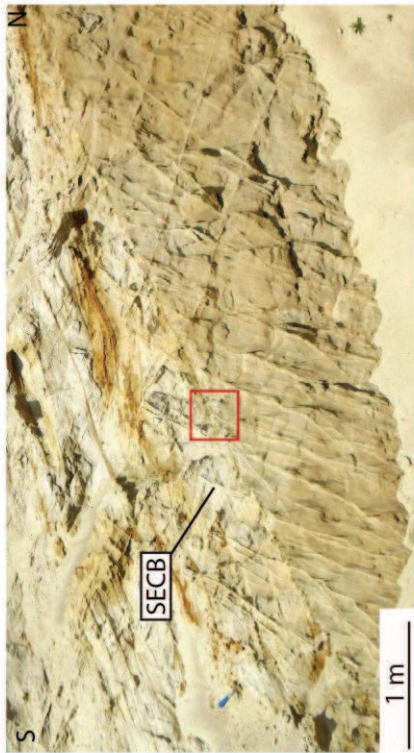
L'orientation de fracture cohérente avec la compression pyrénéenne

LAME RH fin (Boncavaï, niveau fin)

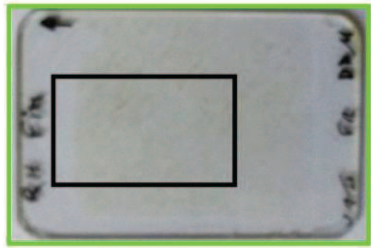
Roche hôte



* Macrostructure :

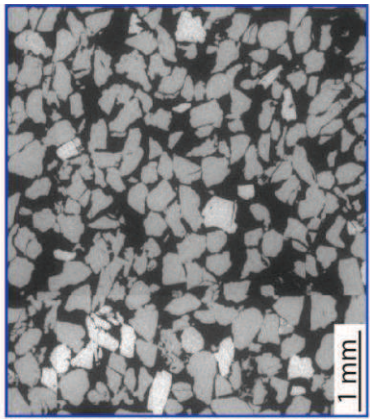
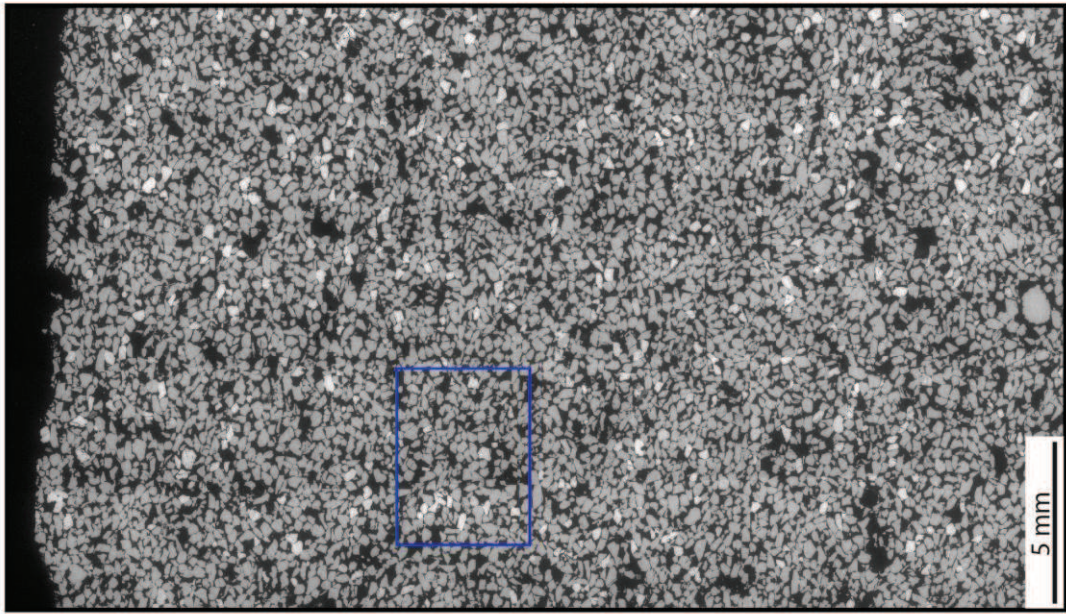


* Echantillonnage :



Affleurement NS avec réseau conjugué de SECBs.
Deux lithologies différentes sont observées; un niveau grossier inférieur et un niveau fin supérieur
Grès fin blanc, finement laminé

* Microstructure :

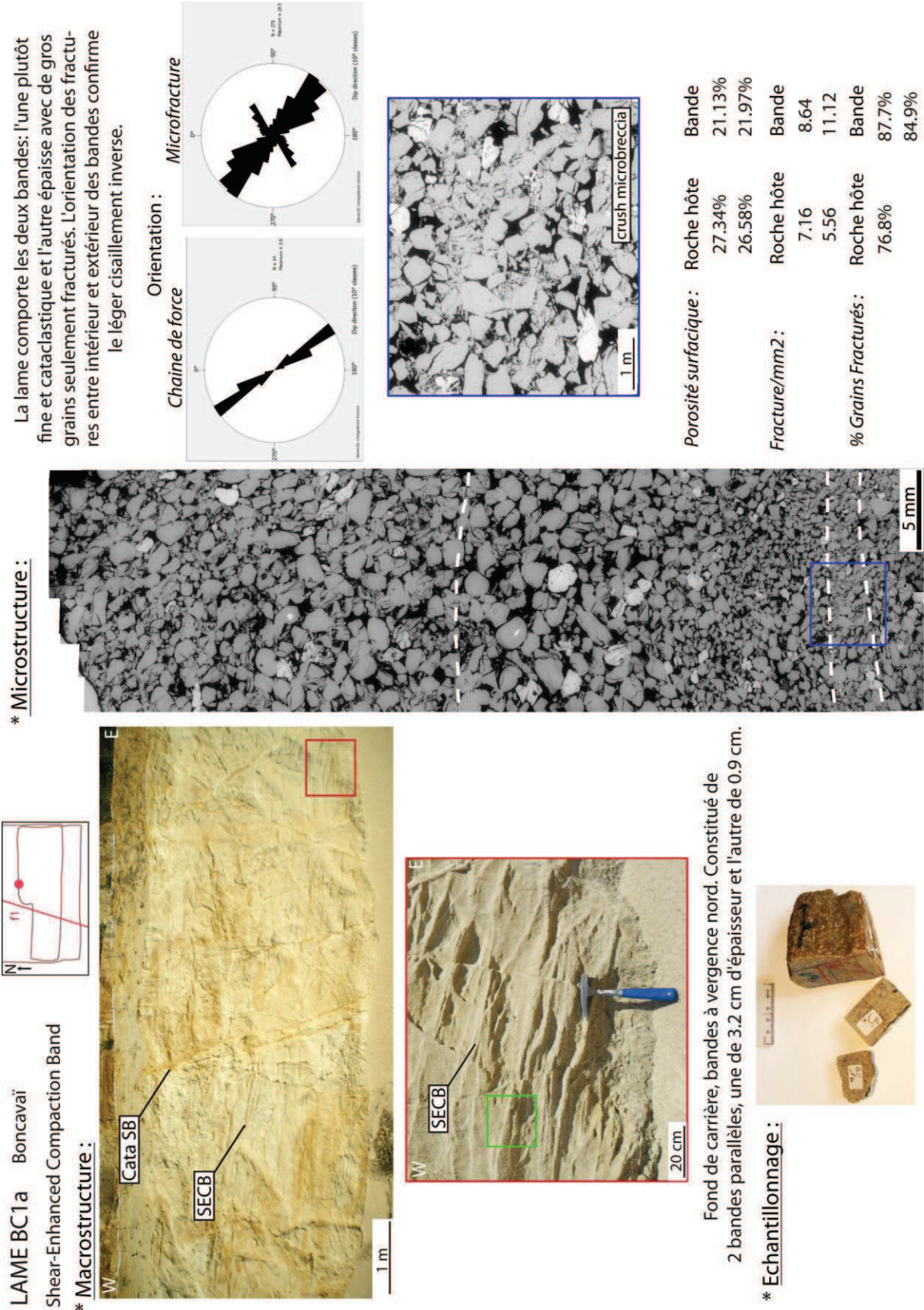


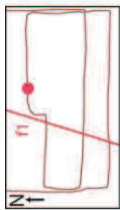
Grains peu déformés

Quelques fractures observées, en particulier dans les grains de feldspaths

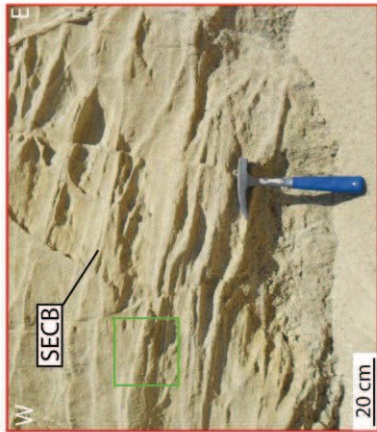
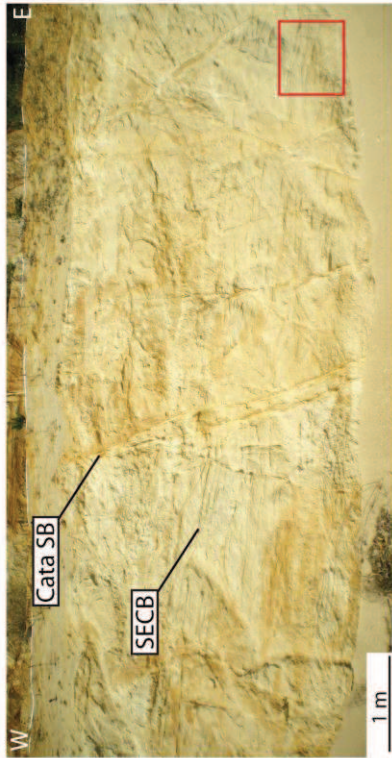
Forte porosité (38.8%)

D.2.2. Shear-Enhanced Compaction Bands





LAME BC1b Boncavai
Shear-Enhanced Compaction Band
* **Macrostructure:**

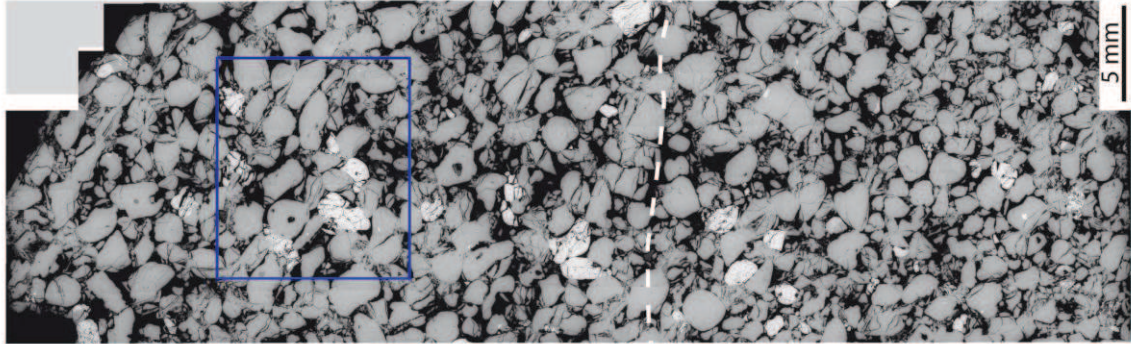


Fond de carrière, bandes à vergence nord. Constitué de
2 bandes parallèles, une de 3.2 cm d'épaisseur et l'autre de 0.9 cm.



* **Echantillonnage:**

* **Microstructure:**

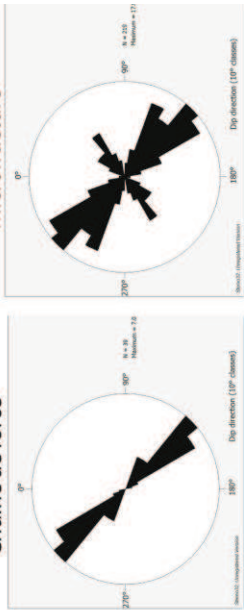


La lame ne comporte que la bande épaisse constituée de gros grains seulement fracturés. L'orientation des fractures entre intérieur et extérieur de la bande confirme le léger cisaillement inverse.

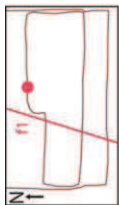
Orientation :

Chaine de force

Microfracture



Porosité surfacique :	Roche hôte	Bande
	26.76%	23.2%
		22.98%
Fracture/mm2 :	Roche hôte	Bande
		10.76
		10
% Grains Fracturés :	Roche hôte	Bande
		88.8%
		89%



LAME BC2 Boncavaï
Shear-Enhanced Compaction Band

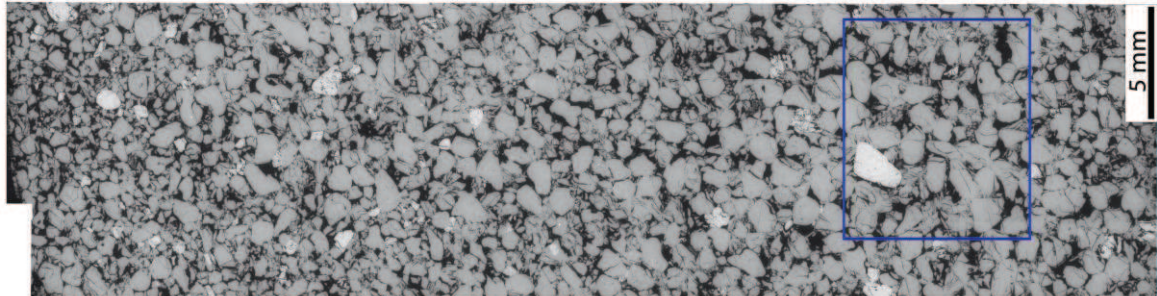


Fond de carrière, bandes à vergence nord. Constitué de 2 bandes parallèles, une de 3.2 cm d'épaisseur et l'autre de 0.9 cm.



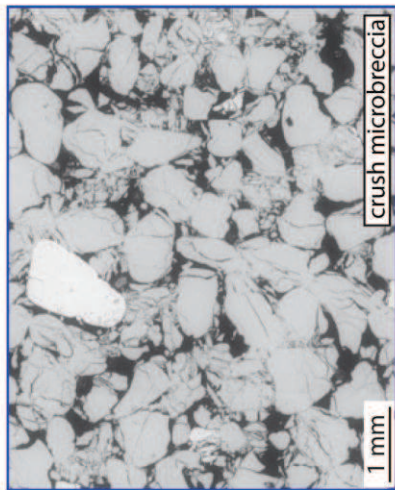
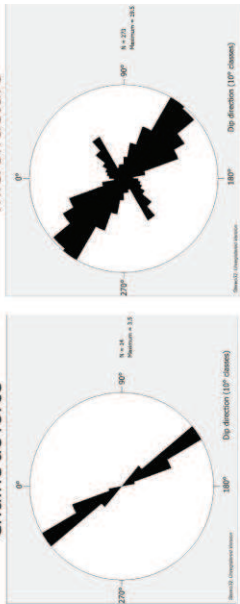
* Echantillonnage :

* Microstructure :



La lame est coupée perpendiculairement à la bande épaisse, à 90° des lames bc1a et bc1b. Toute la lame est dans la bande.

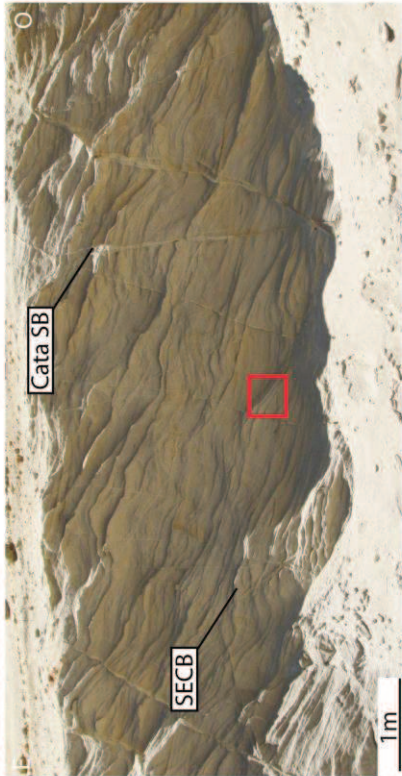
Orientation :
Chaine de force
Microfracture



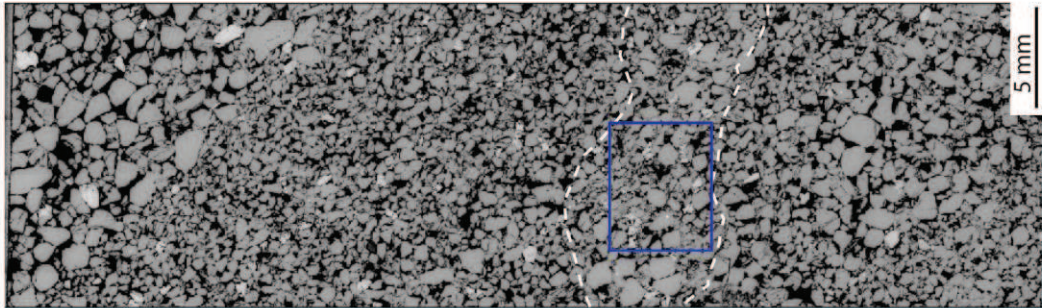
Porosité surfacique :	Roche hôte	Bande	24.19%
Fracture/mm2 :	Roche hôte	Bande	10.21
% Grains Fracturés :	Roche hôte	Bande	93.2%
			86.8%
			91.4%



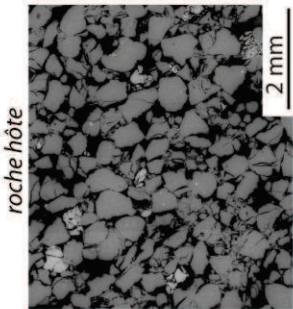
LAME BC3 Boncavai
Shear-Enhanced Compaction Band
* Macrostructure :



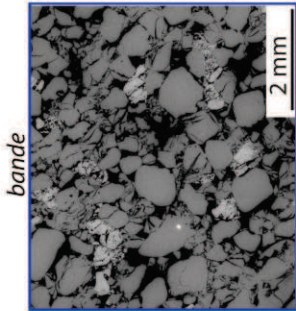
* Microstructure :



Bande légèrement cataclastique et compactante, oblique et indifférente aux lamines granoclassées. Peu de cisaillement.



roche hôte



bande

Porosité surfacique :	Roche hôte	27.49%	Bande	24.23%
		26.3%		
Fracture/mm2 :	Roche hôte	6.44	Bande	9.6
		5.36		10.84
% Grains Fracturés :	Roche hôte	60.3%	Bande	85.6%

Fond de carrière, bande appartenant au réseau à vergence Sud.
Bande fine (environ 0.6 mm)



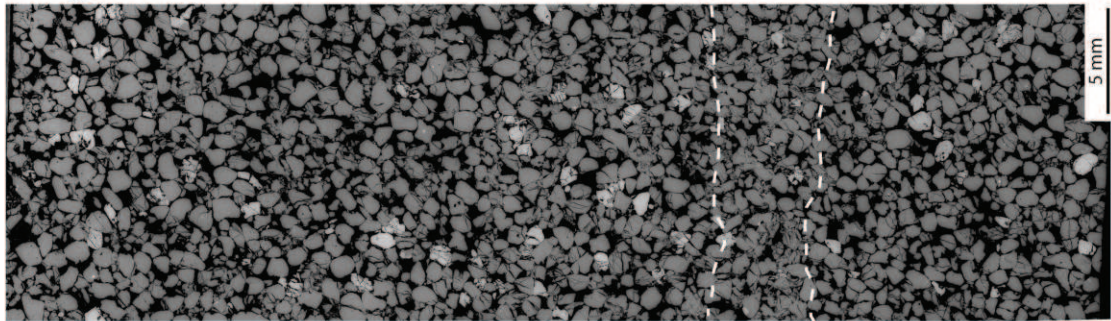
* Echantillonnage :



LAME BC4 Boncavai
Shear-Enhanced Compaction Band
* **Macrostructure :**

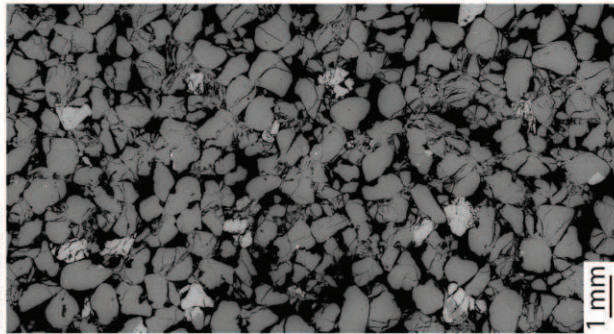


* **Microstructure :**



Une seule bande d'environ 5 mm est visible sur cette lame. Cette bande est légèrement cataclastique (les grains y sont intensément fracturés mais la roche reste très poreuse).

Intérieur de la bande :



Porosité surfacique :	Roche hôte	Bande
	27.53%	24.09%
Fracture/mm2 :	Roche hôte	Bande
	6.36	9.12
	5.84	10.88
	4.96	
% Grains Fracturés :	Roche hôte	Bande
	73.3%	87.3%

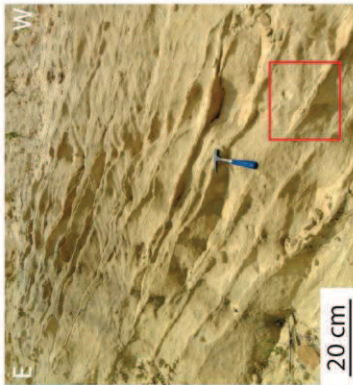
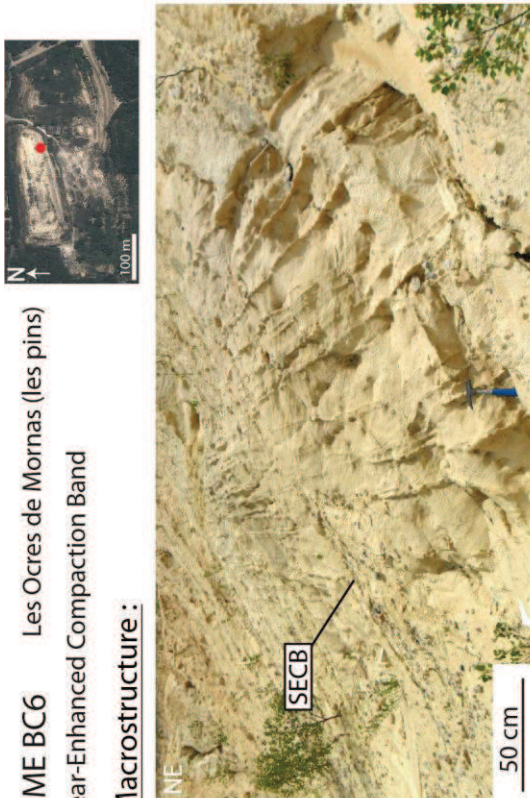
Affleurement EW, juste à l'Est de la faille cataclastique 1. Forte densité de SECBs recoupées par des bandes cisailantes à jeu normal.
Fond de carrière, bande à vergence Sud.



* **Echantillonnage :**

LAME BC6 Les Ocre de Mornas (les pins)
Shear-Enhanced Compaction Band

* Macrostructure :

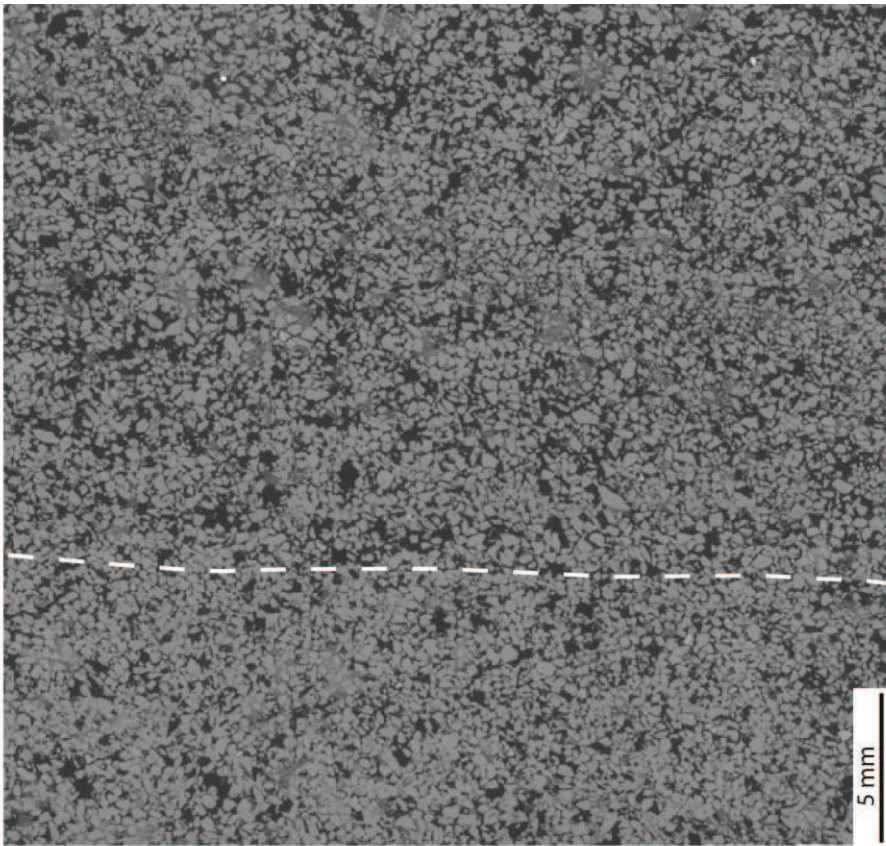


Affleurement EW, réseau de bandes de compaction épaisses et bien espacées, niveau de sable assez fin. Fort relief positif. Bande centimétrique.

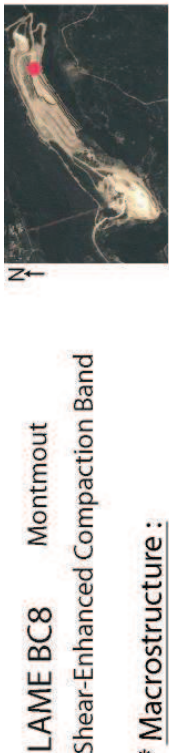
* Echantillonnage :



* Microstructure :



Bande		Roche hôte	
Bande peu catacastique et légèrement compactante.			
Roche hôte	Bande	% <i>Grains Fracturés</i> :	Roche hôte
34,69%	25,1%	65%	84%
Roche hôte	Bande		
12,6	18,9		

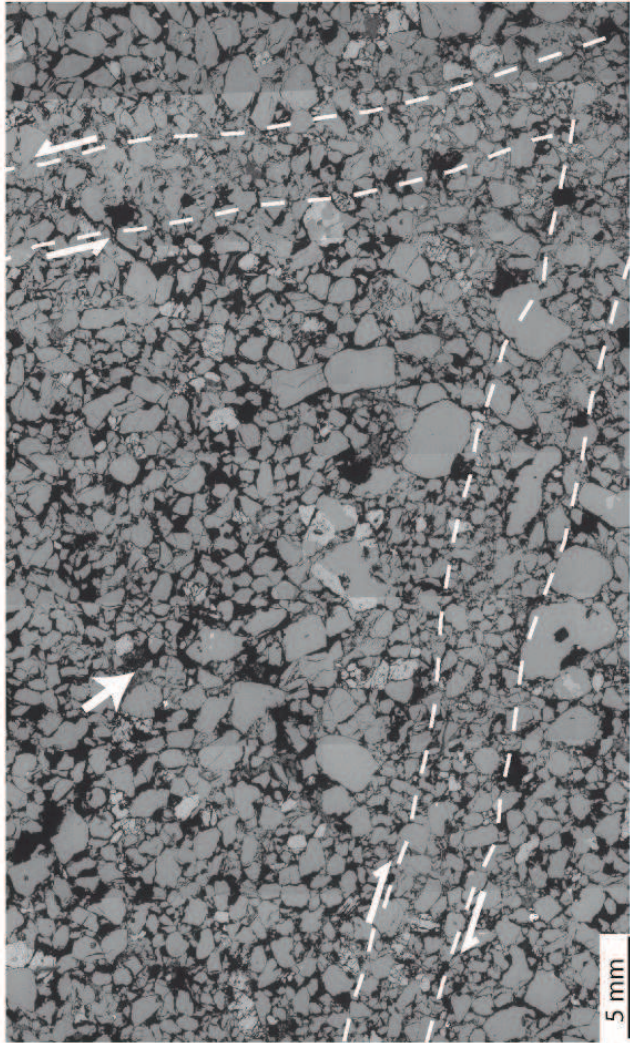


LAME BC8 Montmout
Shear-Enhanced Compaction Band



* Macrostructure :

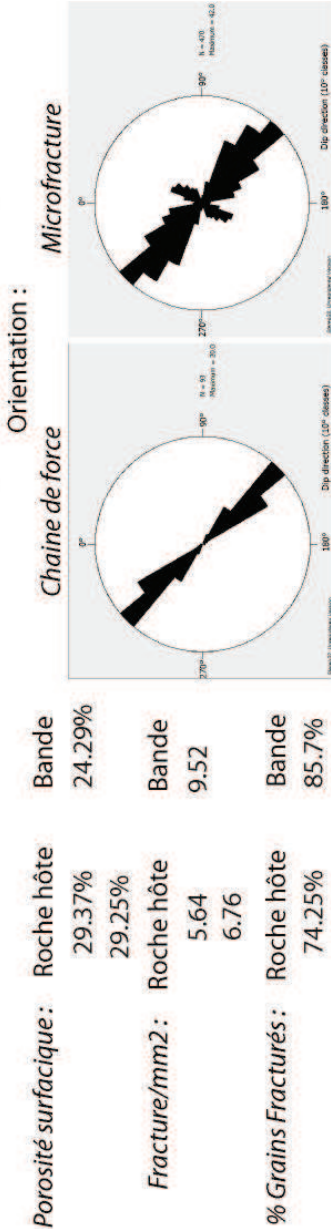
* Microstructure :



Réseau de SECBs principalement à vergence Sud, très sinueuses et distribuées.

La lame comporte deux bandes conjuguées fines. Ces bandes sont des crush microbreccia, donc légèrement cataclastiques. Des chaînes de forces ont pu être mesurées en particulier dans la roche hôte avoisinante (oblique d'environ 45° de chaque bande).

* Echantillonnage :





LAME BC9 Montmout
Shear-Enhanced Compaction Band

* Macrostructure:

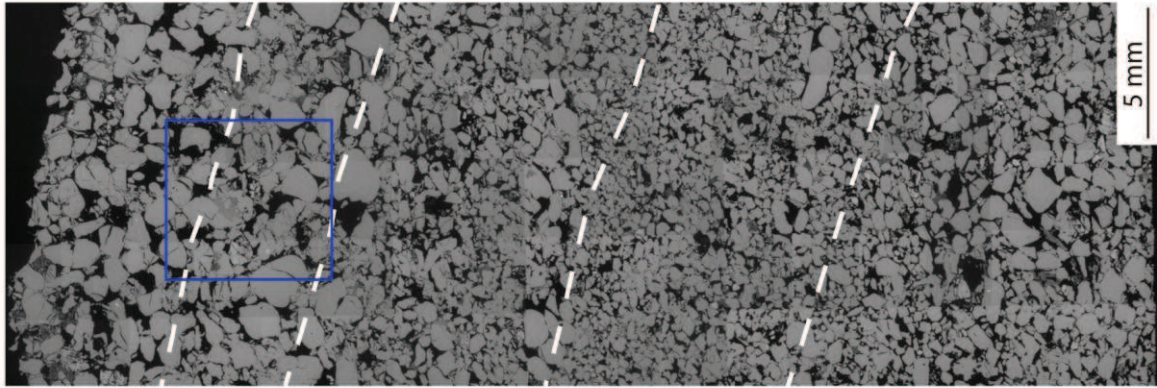


Réseau de SECBs principalement à vergence Sud, très distribué
quelques bandes parallèles aux lamines

* Echantillonnage:

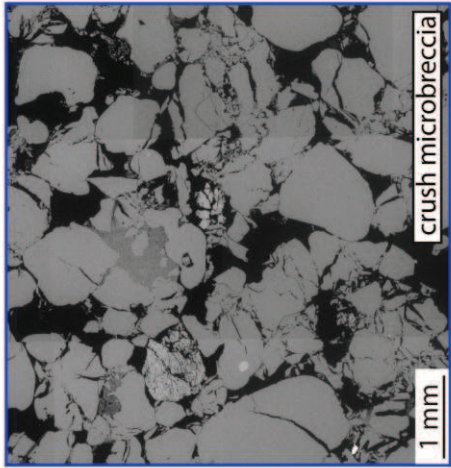


* Microstructure:



Plusieurs SECBs sur cette lame.
Cataclase peu intense, bandes légèrement compactantes.

Variation granulométrique importante
dans la roche hôte
(lamine)

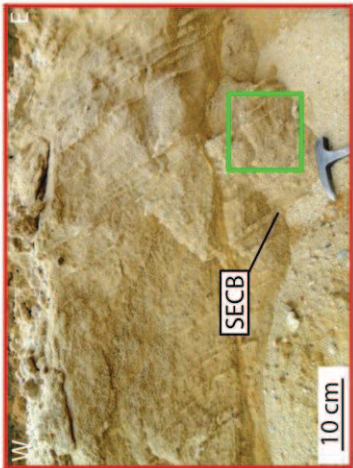


Porosité surfacique:	Roche hôte	Bande
	28.04%	24.58%
% Grains Fracturés:	Roche hôte	Bande
	28.49%	25.12%
Fracture/mm2:	Roche hôte	Bande
	78.30%	83.3%
	Roche hôte	Bande
	6.6	8.88
	6.64	9.56

LAME BC10 Tresques (sablax)
Shear-Enhanced Compaction Band



* Macrostructure :

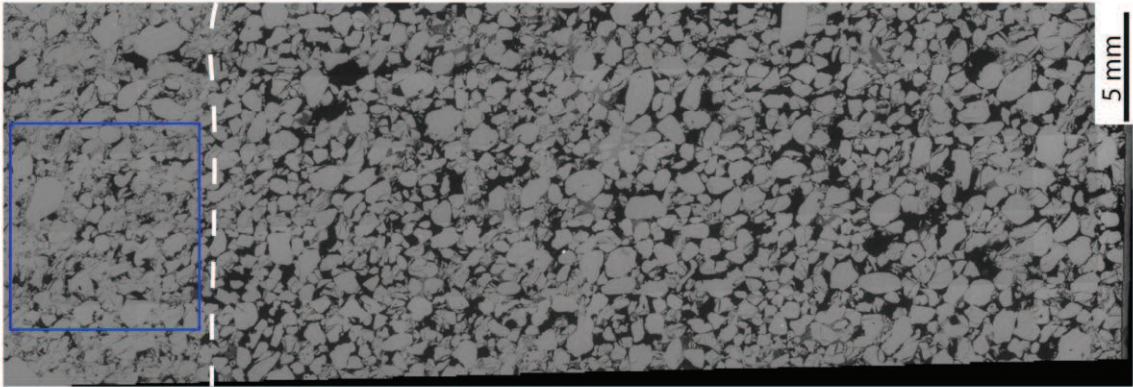


Réseau de SECBs, ici à vergence principalement Sud.
Réseau sinueux et dense, limité dans un niveau de sable grossier.

* Echantillonnage :



* Microstructure :

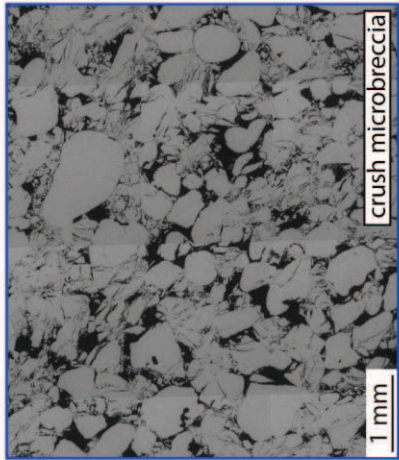
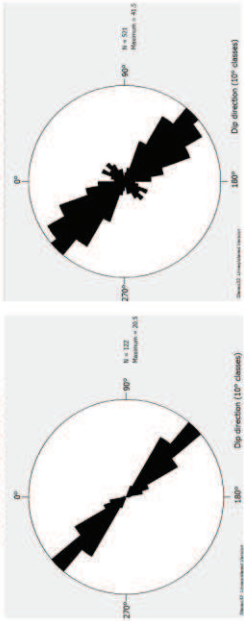


Bande assez compactante dont les grains sont intensément fracturés. Cette bande montre une réduction de porosité importante pour une SECB.

Orientation :

Chaine de force

Microfracture

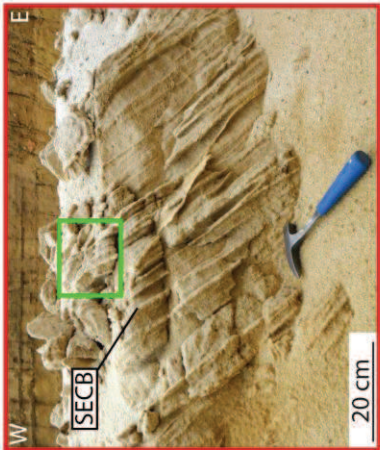
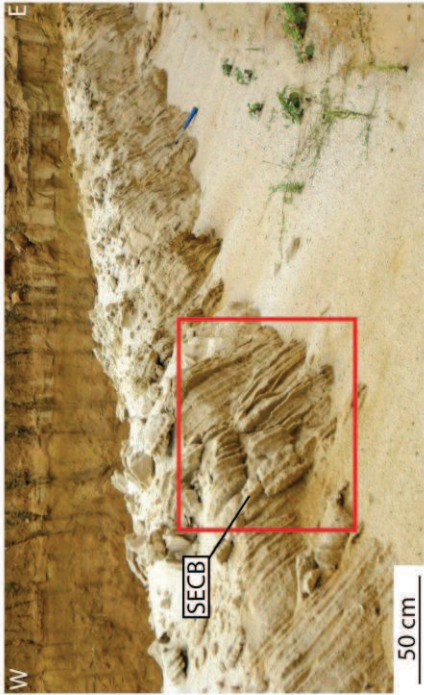


Porosité surfacique :	Roche hôte	Bande
	25.32%	15.11%
Fracture/mm2 :	Roche hôte	Bande
	7.52	13.8
	5.4	10.92
% Grains Fracturés :	Roche hôte	Bande
	75.7%	86



LAME BC11 Tresques (sablax)
Shear-Enhanced Compaction Band

* Macrostructure :

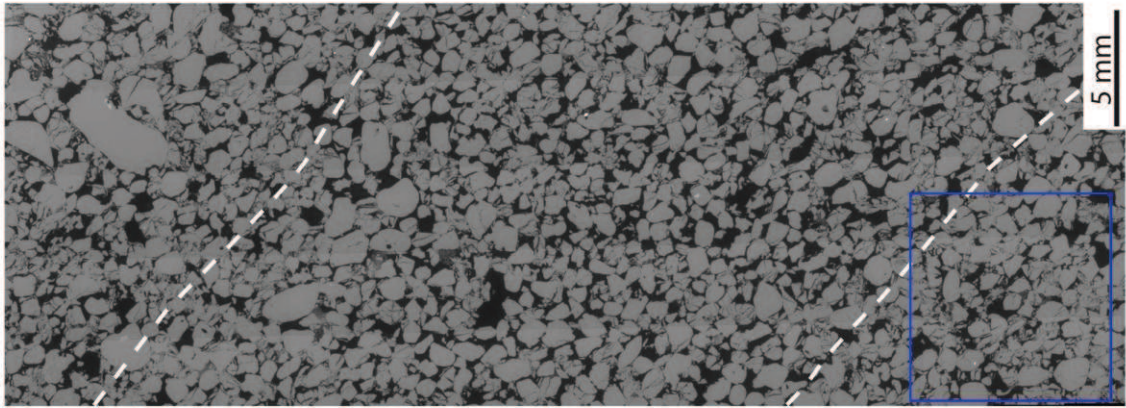


Réseau de SECBs, ici à vergence principalement Sud.
Réseau sinueux et dense, limité dans un niveau de sable grossier.

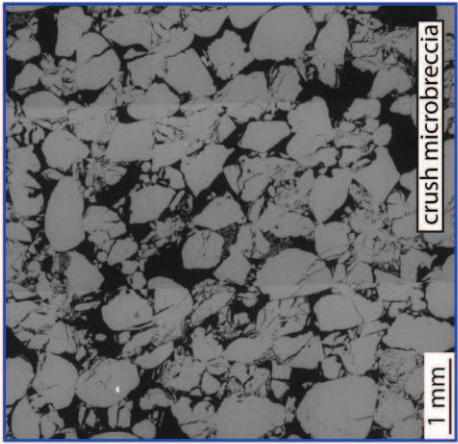
* Echantillonnage :



* Microstructure :



Deux bandes traversent cette lame de façon oblique, de part et d'autre de la photo. Ces bandes sont très légèrement plus déformées que la roche hôte (partie centrale).



crush microbreccia

Porosité surfacique :	Roche hôte	Bande
	26.51%	24.07%
		21.78%
Fracture/mm2 :	Roche hôte	Bande
	6.88	10.16
	6.64	8.56
% Grains Fracturés :	Roche hôte	Bande
	72.8%	

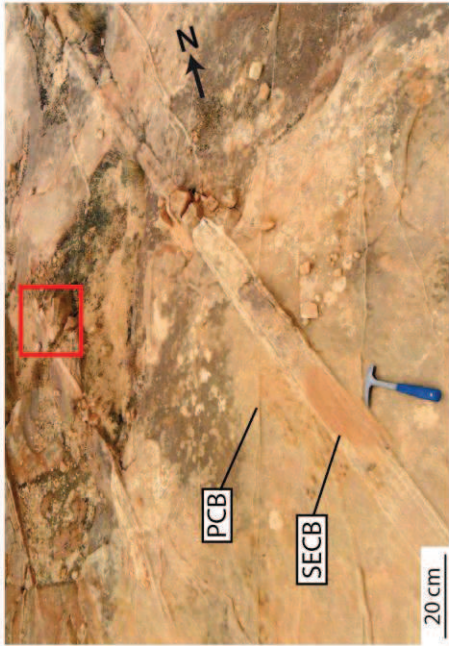
LAME SECB VoF1

Shear-Enhanced Compaction Band

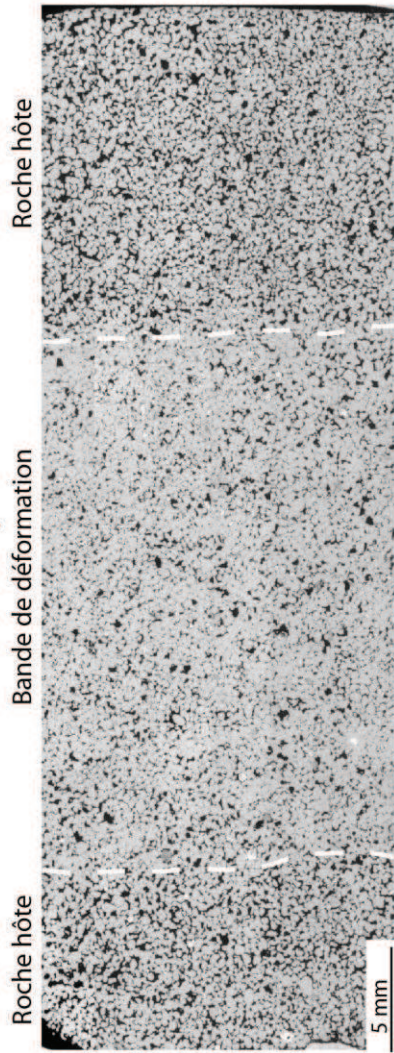
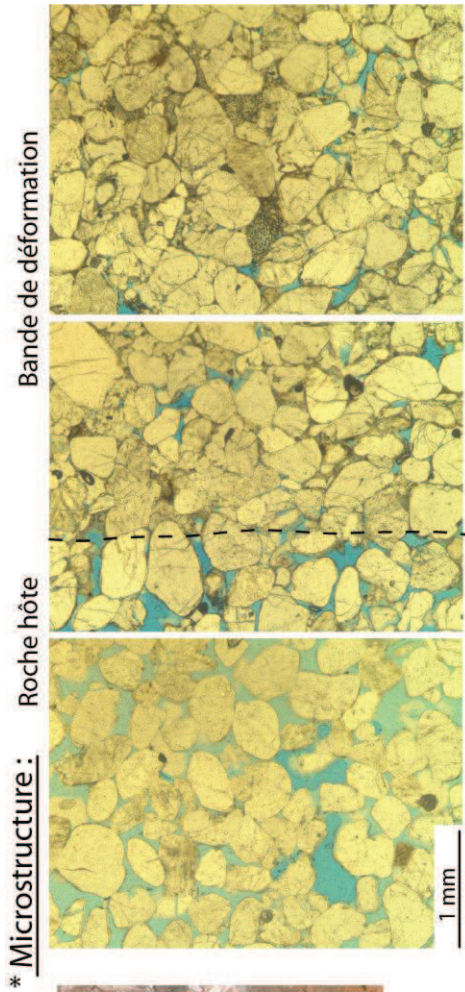
* Macrostructure :

- Zone centrale du parc, grès lessivé éolien assez fin
- Réseau de SECBs épaisses et espacées N150 -160°E et PCB sinueuses N25°E limitées par les SECBs

Valley of Fire State Park



* Echantillonnage :



Grains fracturés et compactés

Légère réduction de taille de grains et comblement de la porosité visible

Pas de ciment clairement observé. Quelques contacts concavo-convexe dans et à l'extérieur de la bande

* Pétrophysique :

	porosité (%)	rayon d'accès (µm)	perméabilité (md)
roche hôte	23.5	18.92	5700
bande	17.94	12.46	20.1

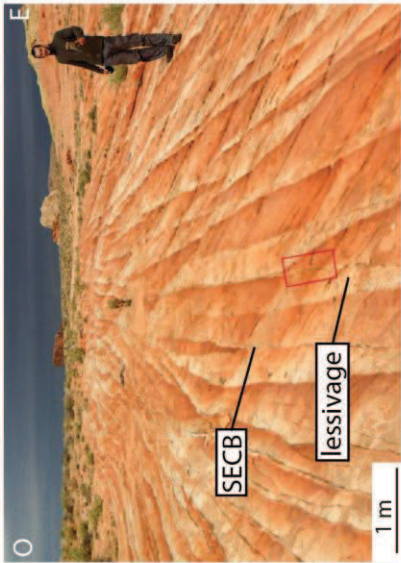
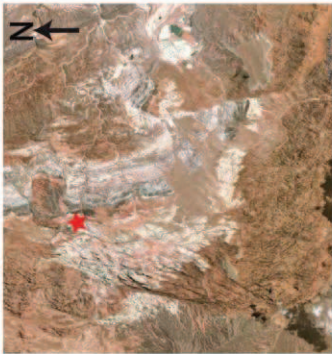
LAME SECB VoF3

Shear-Enhanced Compaction Band

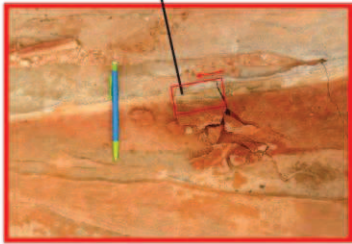
* Macrostructure :

- Zone Nord-Est du parc, alternance de grès oxydés rouges et lessivés
- Réseau de SECBs N160 - 170°E bien distribuées, avec nombreux relais et limitant le lessivage

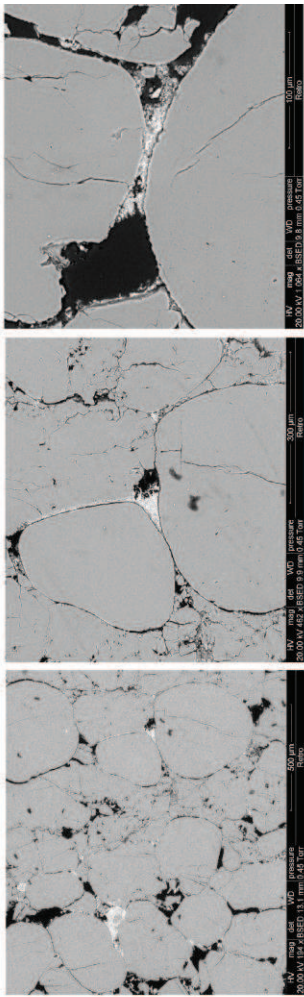
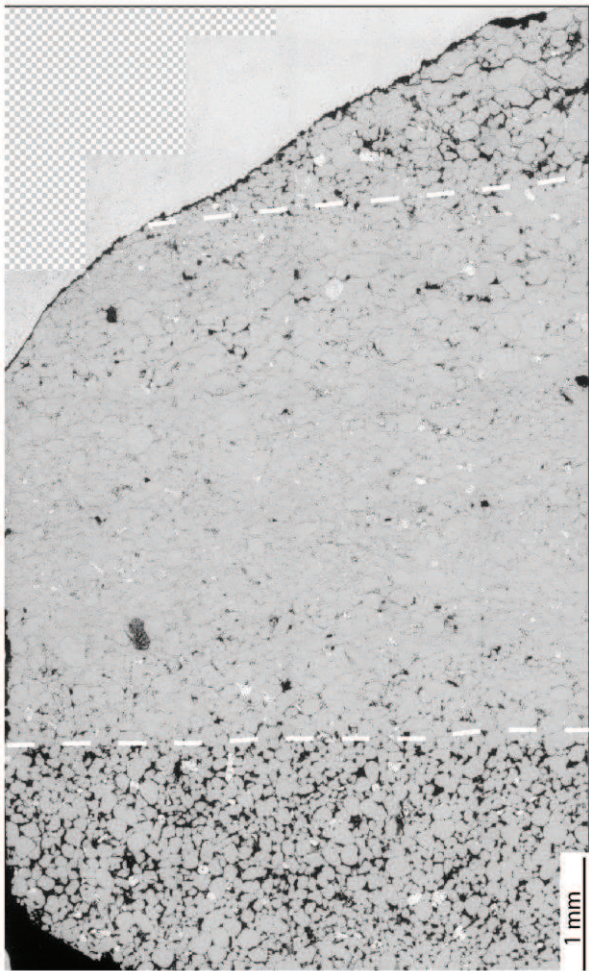
Valley of Fire State Park



* Echantillonnage :



* Microstructure :



Cataclase et compaction importantes dans la bande, HR peu déformée

Présence de particules parfois carbonatées dans les accès aux pores

* Pétrophysique :

bande	ϕ (%)	Ra (μm)	k (md)
	7.11	0.55	0.19

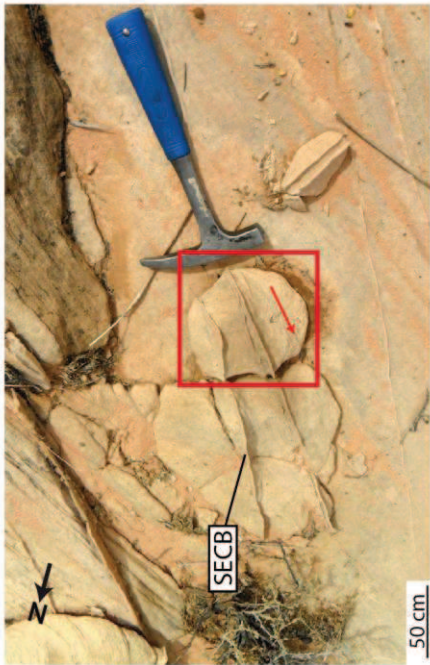
LAME SECB VoF5

Shear-Enhanced Compaction Band

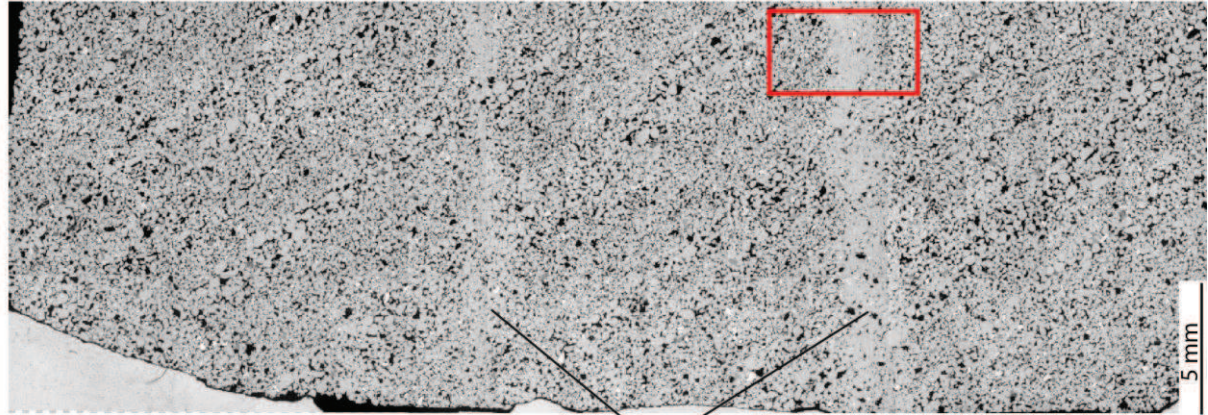
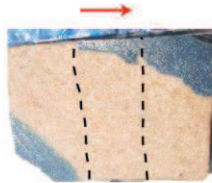
* Macrostructure :

- Zone centrale Est du parc, grès lessivé jaune pâle
- Réseau de SECBs N145°E fines et résistantes, mal distribuées

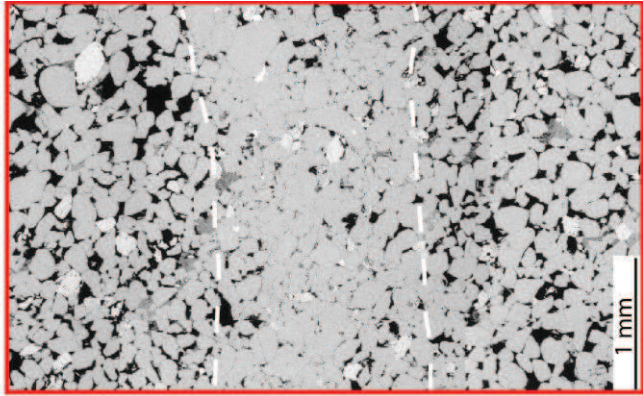
Valley of Fire State Park



* Echantillonnage :



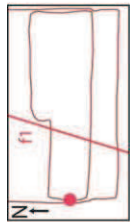
* Microstructure :



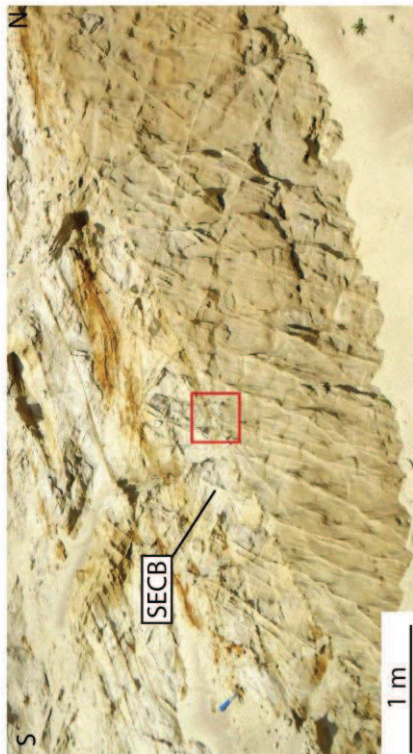
Bande peu cataclastique, fine avec préservation de pores de grandes tailles.

Pas de ciments observés.

LAME SECB1 (Boncavaï, niveau fin)
Shear-Enhanced Compaction Band

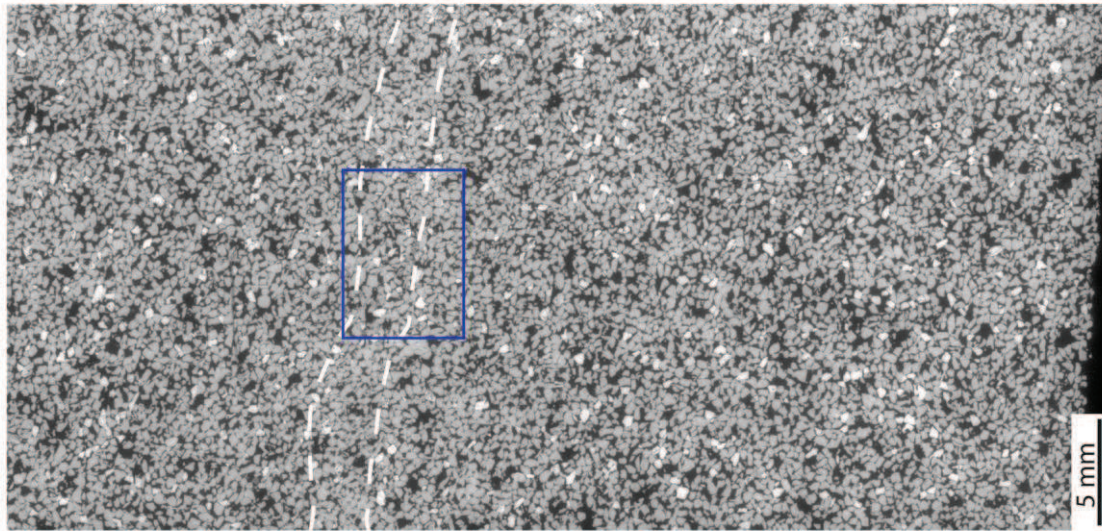


*** Macrostructure :**



Affleurement NS avec réseau conjugué de SECBs.
Deux lithologies différentes sont observées; un niveau grossier inférieur et un niveau fin supérieur.

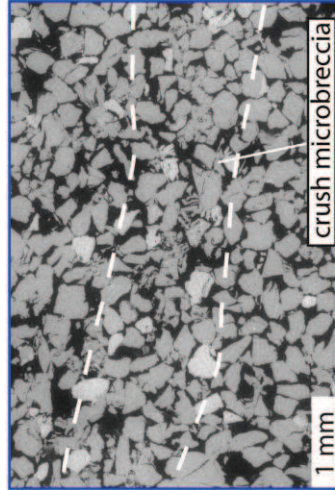
*** Microstructure :**



*** Echantillonnage :**



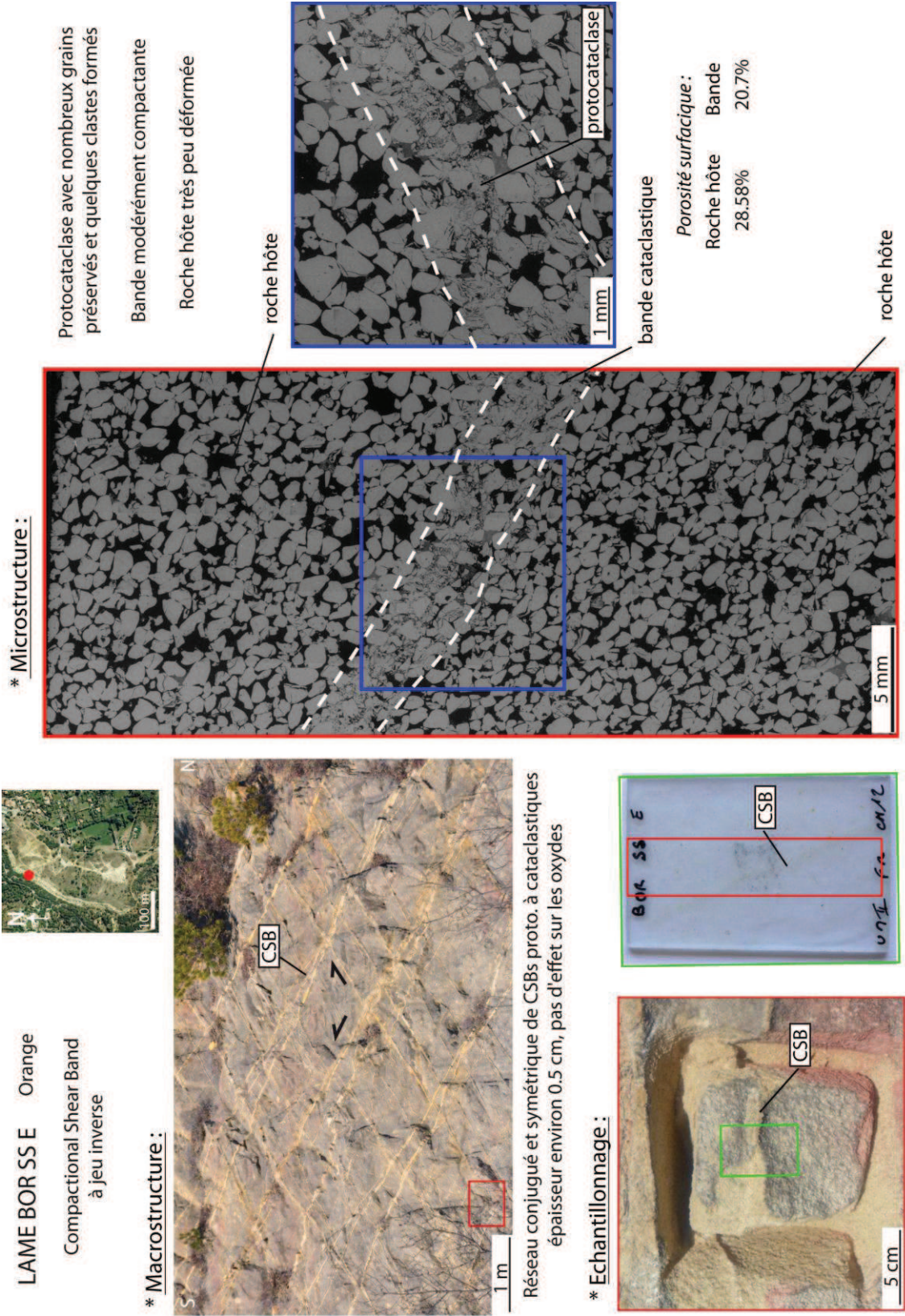
3 bandes sont présentes dans l'échantillon,
2 à vergence Sud et 1 à vergence Nord.
Recoupement inidentifiable, si rejet : infra-
millimétrique (chronologie de formation
impossible).



Une seule bande a été identifiée sur cette
lame. Ces bandes sont que très légèrement
plus cataclasées que la roche hôte et compac-
tantes.

Dans le niveau de sable fin.

D.2.3. Compactional Shear Bands



LAME BOR AC E Orange

Compactional Shear Band à jeu inverse

*** Macrostructure :**

Réseau conjugué et symétrique de CSBs proto. à cataclastiques
Bande multibrin, épaisseur environ 2 cm, limitant les oxydes

*** Echantillonnage :**

bande cataclastique

*** Microstructure :**

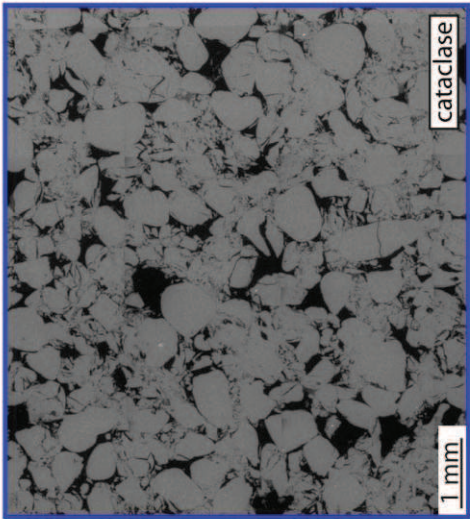
roche hôte

Cataclase modérée avec de nombreux grains fracturés et quelques clastes formés

Bande assez compactante

Roche hôte très peu déformée

roche hôte

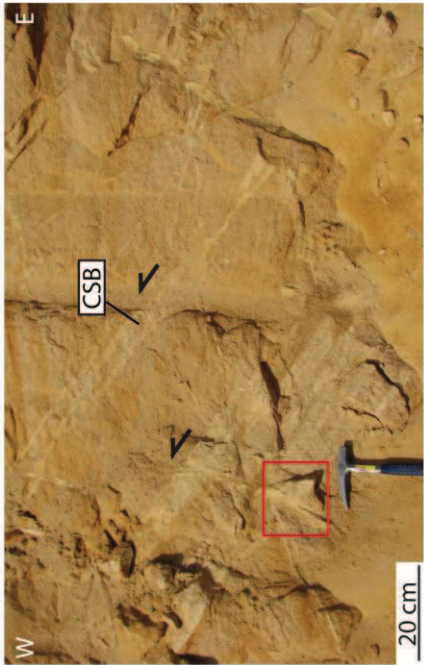


Porosité surfacique :	Roche hôte	Bande
	27.77%	15.67%
Fracture/mm2 :	Roche hôte	Bande
	1.9	5.7
% Grains Fracturés :	Roche hôte	Bande
	76%	94%
% clastes :	Roche hôte	Bande
	6%	13%

roche hôte



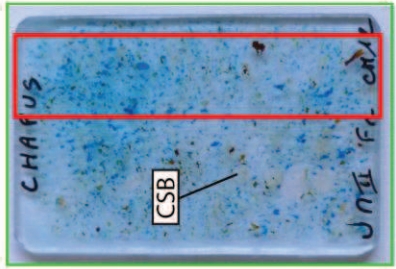
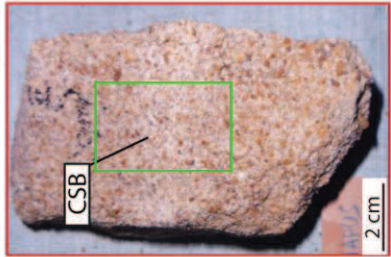
LAME CHAPUS Chapus
Compactional Shear Band
à jeu inverse



* Macrostructure :

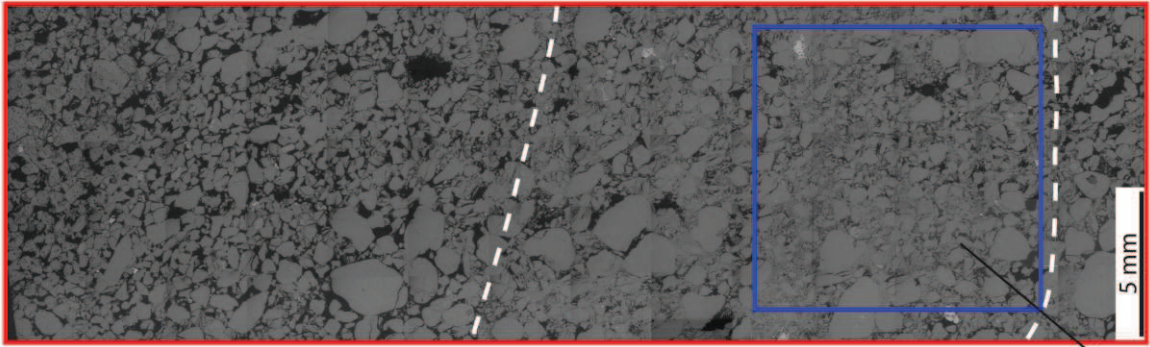
Fond de carrière, bandes à vergence Nord
Bande multibrin, épaisseur environ 2 cm, rejet de qq millimètres

* Echantillonnage :



bande cataclastique

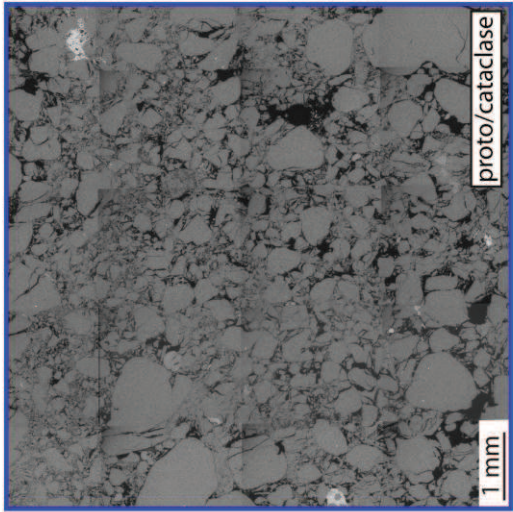
* Microstructure :



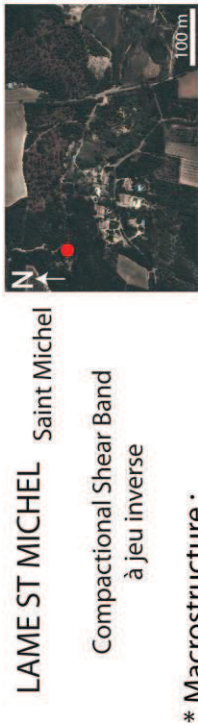
Cataclase modérée avec de nombreux grains fracturés
et la formation de clastes micrométriques

Bande assez compactante

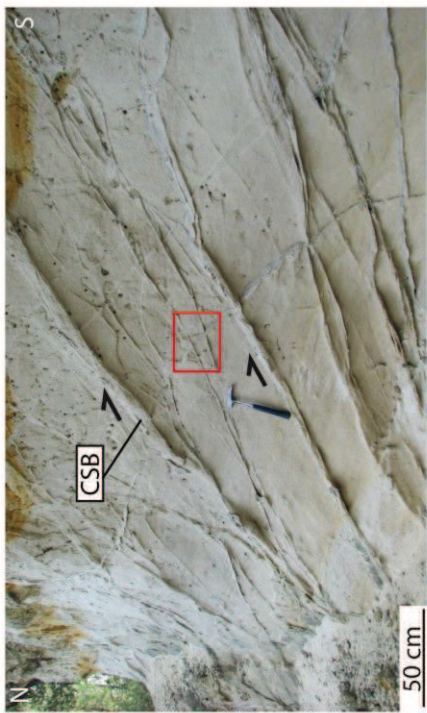
Roche hôte peu déformée (quelques fractures
dans les gains)



Porosité surfacique :	Roche hôte	25.33%	Roche hôte	10.23%	Bande
Fracture/mm2 :	Roche hôte	5.3	Roche hôte	5	Bande
% Grains Fracturés :	Roche hôte	79%	Roche hôte	92%	Bande
% clastes :	Roche hôte	8%	Roche hôte	20%	Bande

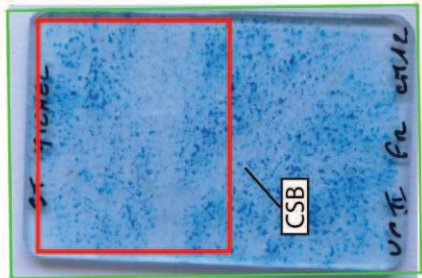
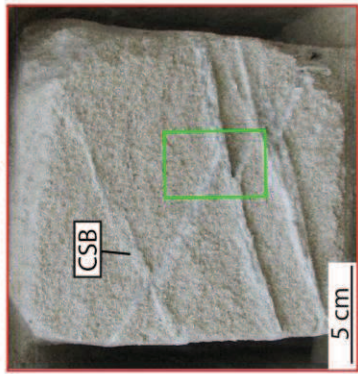


* Macrostructure :

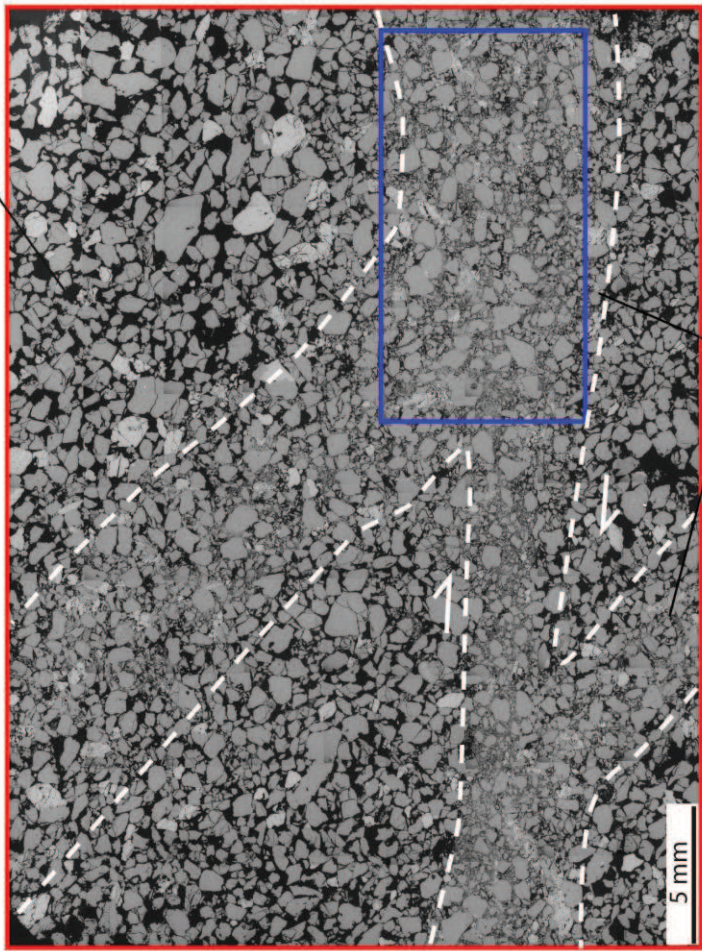


Réseau conjugué et asymétrique de CSBs proto. à cataclastiques
épaisseur 0.5 cm, rejet 1 cm, pas d'effet sur les oxydes

* Echantillonnage :



* Microstructure :



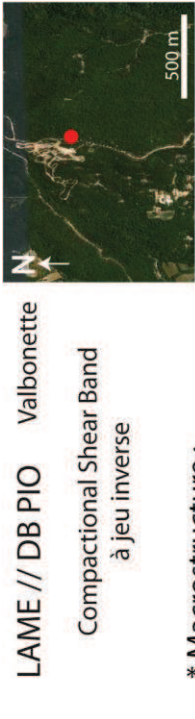
roche hôte

bande proto. à cataclastique
Bande proto. à cataclastique avec
quelques grains préservés et
forte proportion de clastes

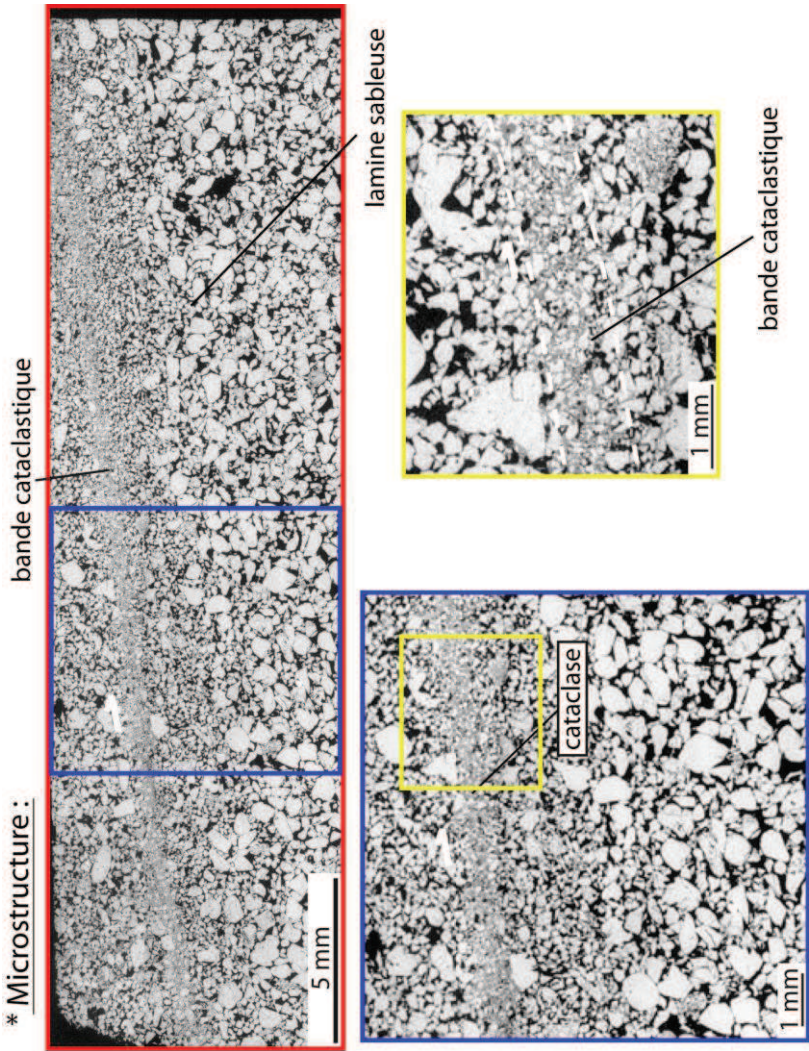
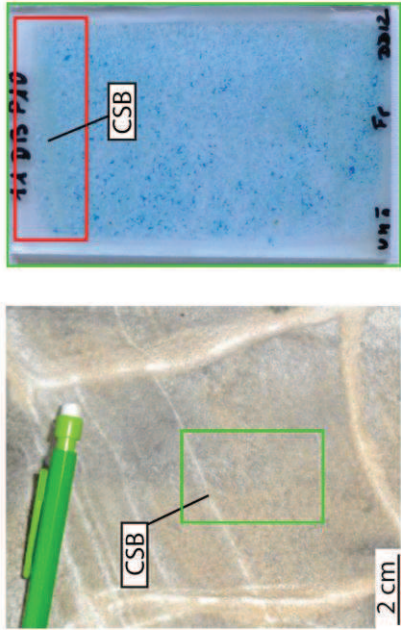
Bande compactante

Roche hôte à grains fracturés

Porosité surfacique :	Roche hôte	Bande	% clastes :	Roche hôte	Bande
	31.2%	17.7%		5%	18%
% Grains Fracturés :	Roche hôte	Bande	Fracture/mm2 :	Roche hôte	Bande
	78%	83%		5.8	5.2



* Echantillonnage :

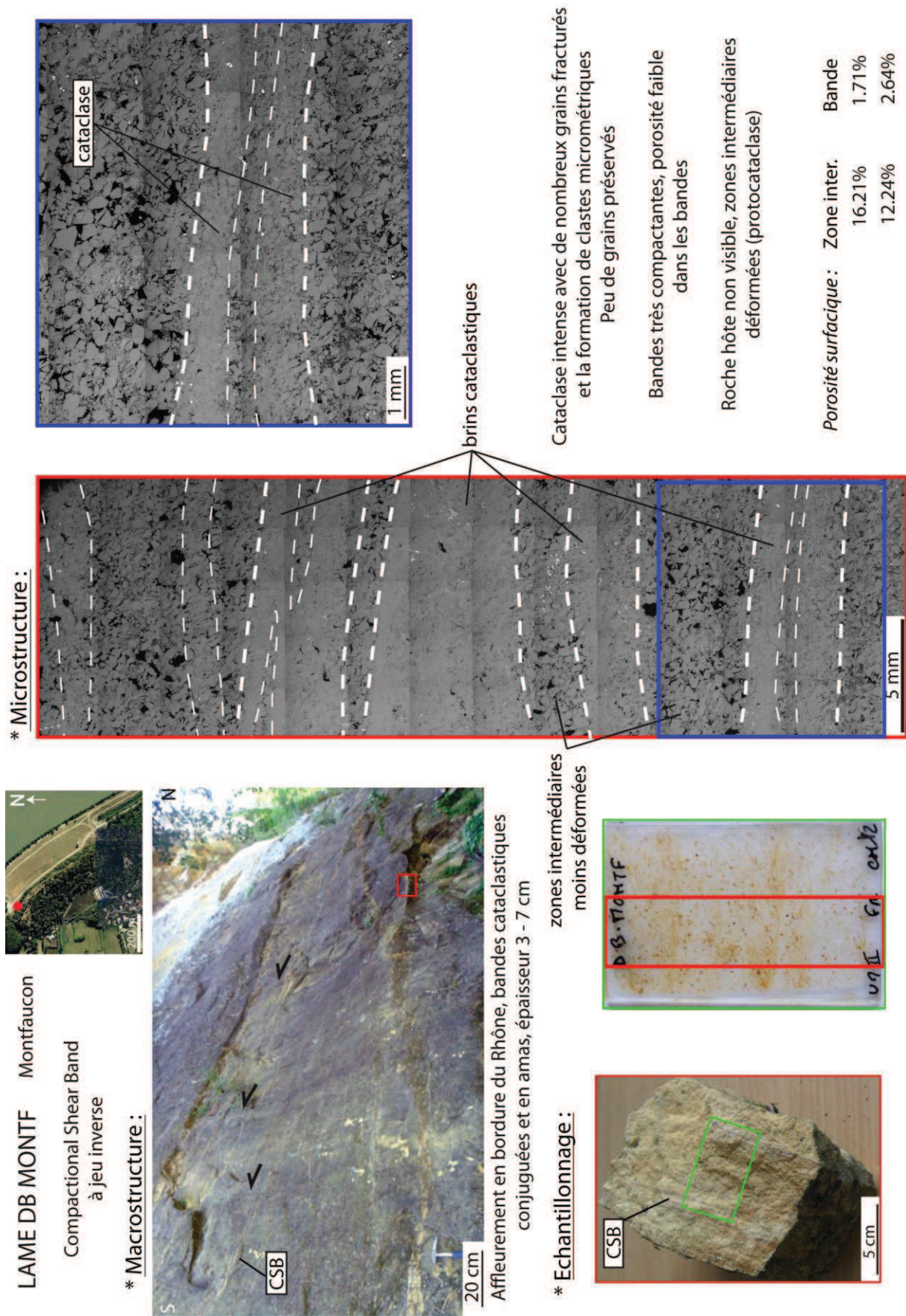


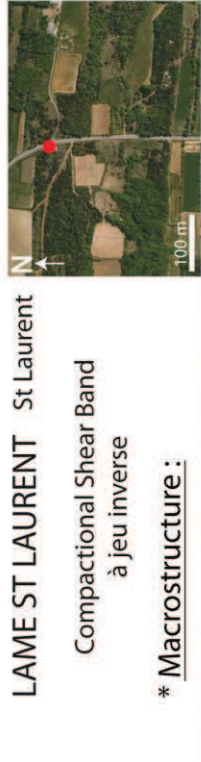
Cataclase modérée à intense avec formation de clastes micrométriques
nombreux grains cataclasés, les plus gros clastes ne présentent pas de fractures

Bande assez compactante

Roche hôte peu déformée (quelques fractures
dans les gains)

Porosité surfacique :	Roche hôte	Bande
	24.49%	12.06%



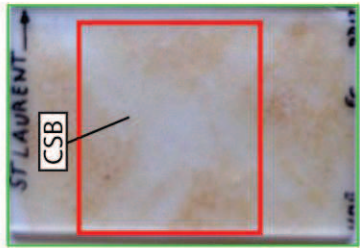
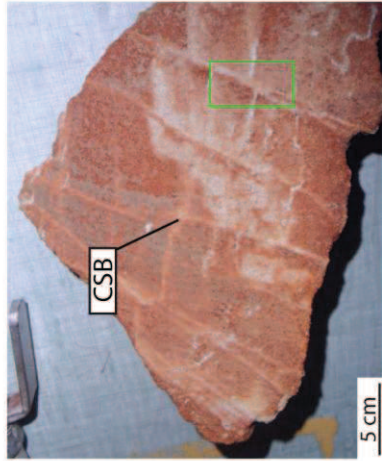


* Macrostructure :

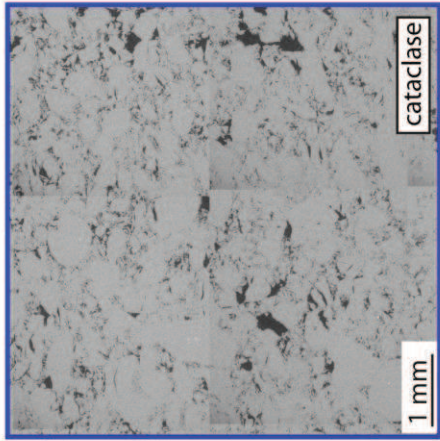
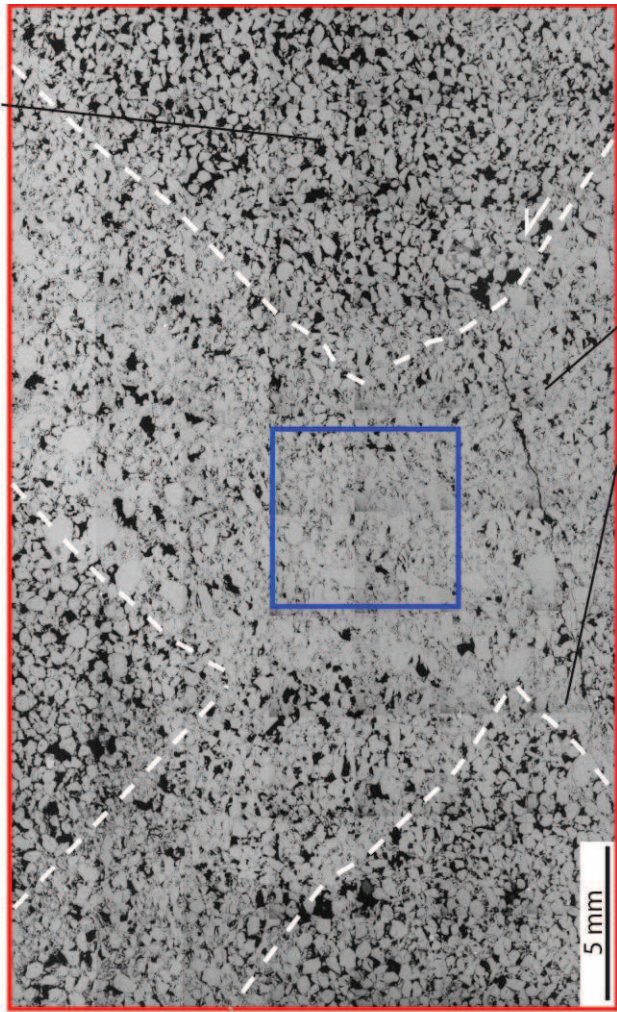


Affleurement de bord de route, bloc désolidarisé
l'affleurement, bandes cisailantes distribuées
(épaisseur et rejet centimétriques)

* Echantillonnage :



* Microstructure :



% clastes : Roche hôte Bande Cataclase

4% 44%

brins cataclastiques

Cataclase intense avec grains fracturés
et formation de clastes micrométriques
Quelques grains préservés non-fracturés

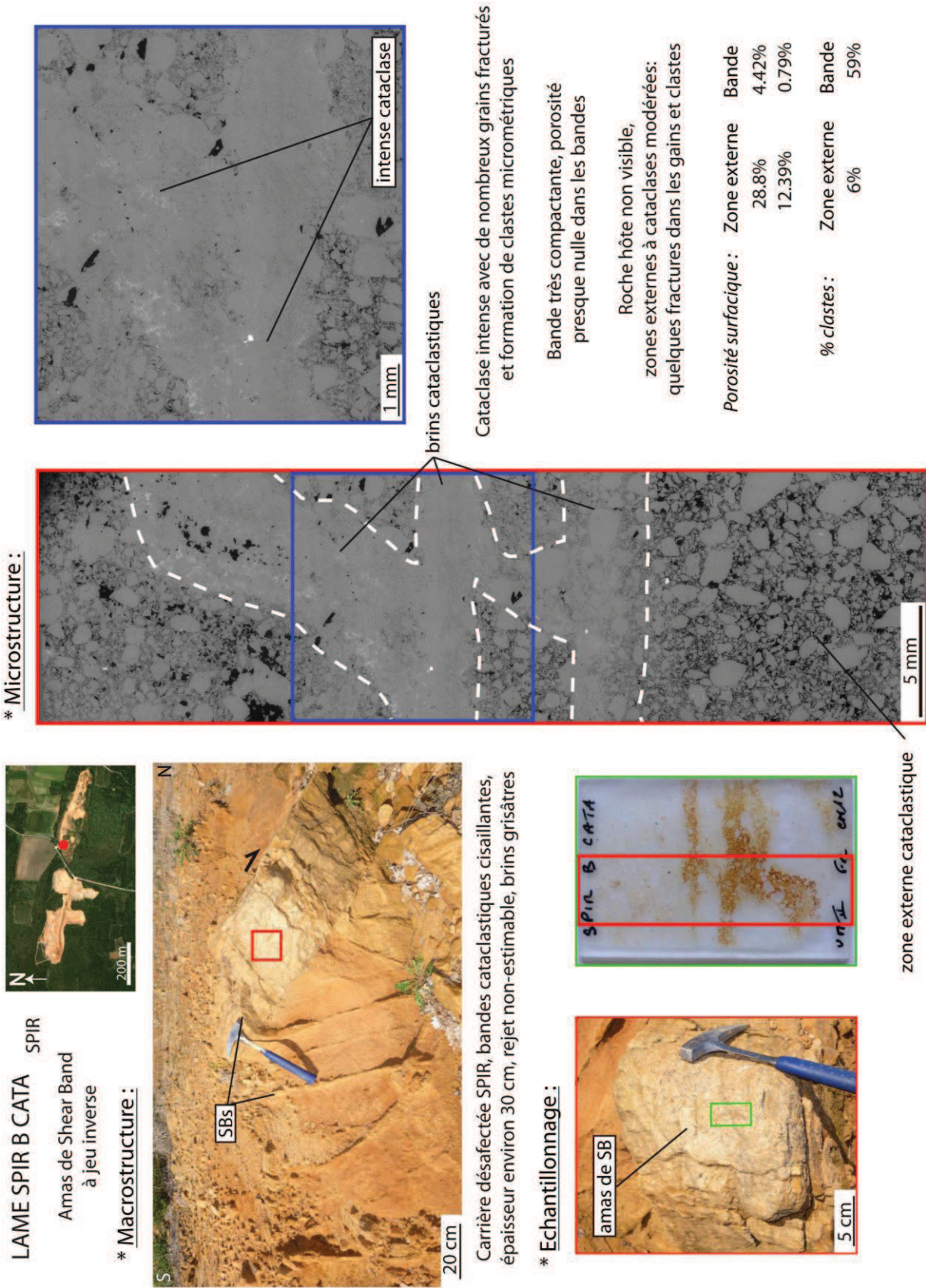
Bandes compactantes
Bandes conjuguées synchrones

Roche hôte assez déformée avec nombreux
grains fracturés et protocataclase

Porosité surfacique : Roche hôte Bande

24.51% 7.18% 12.86%

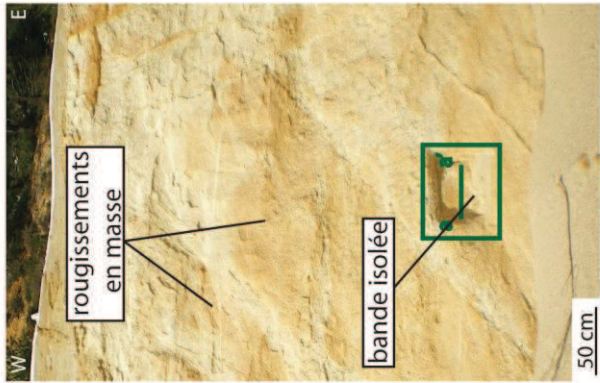
D.2.4. Shear Bands



zone externe cataclastique

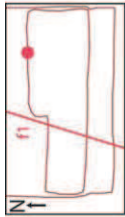
LAME BCO11 Boncavai
Bande protocataclastique monobrin,
normale

* Macrostructure :



Bande isolée monobrin , fond de carrière
Pendage d'environ 40°W, direction N°20E

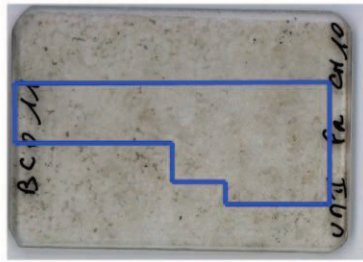
* Echantillonnage :



roche hôte non déformée

Porosité surfacique :

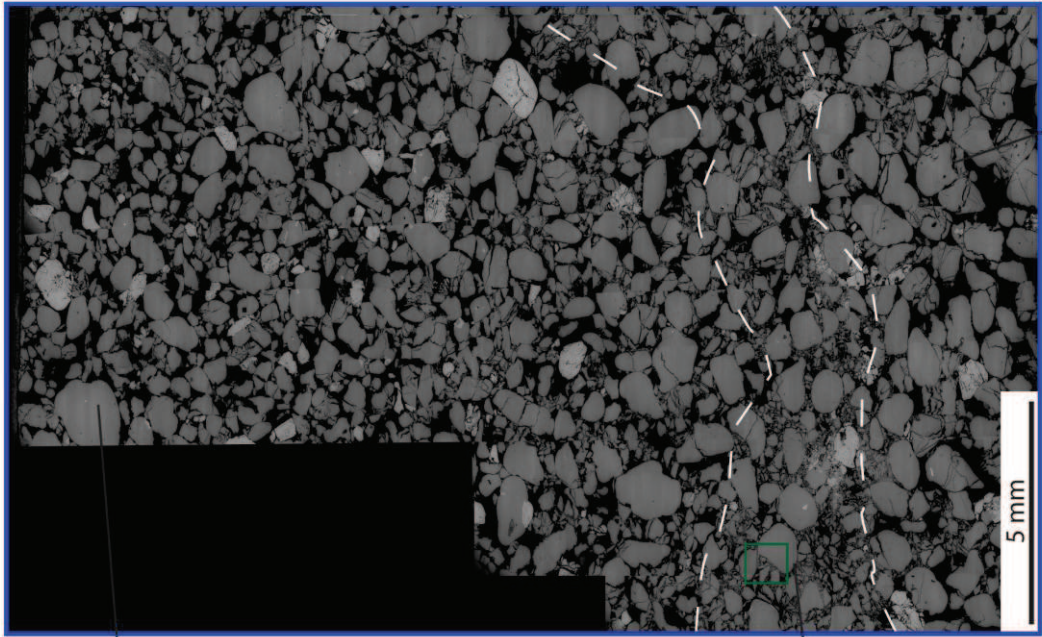
Roche hôte	Bande
28.7%	24.8%



brin cataclastique



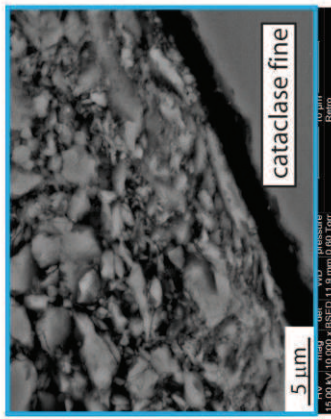
* Microstructure :



zone peu déformée



grain de quartz cataclaté
entre deux grains arrondis



cataclase fine

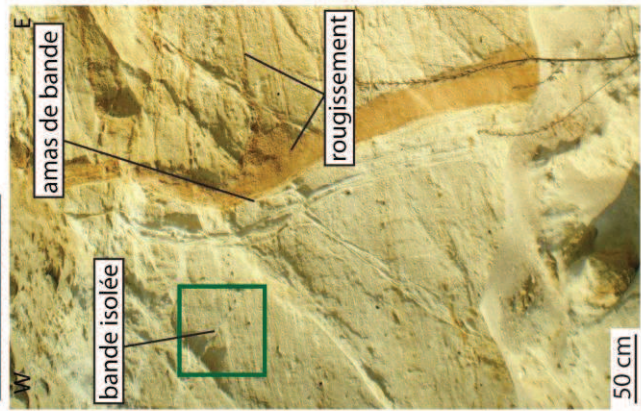
Protocataclase avec quelques grains
cataclasés, beaucoup préservés,

Bande légèrement compactante

Roche hôte avec grain sfracurés
(zone d'endommagement dilatante
en bordure de bande)

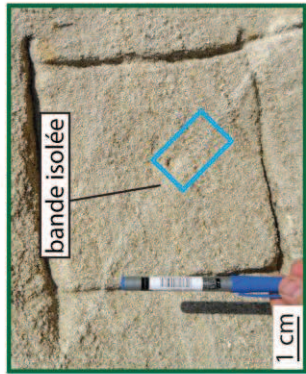
LAME BCM3 Boncavai
Bande protocataclastique monobrin,
normale

* Macrostructure :

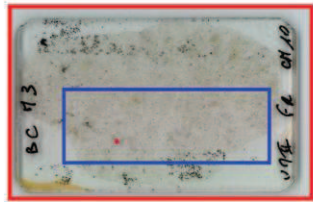


Monobrin protocataclastique (af3) pendage de 30°E
rejet environ 5 mm

* Echantillonnage :

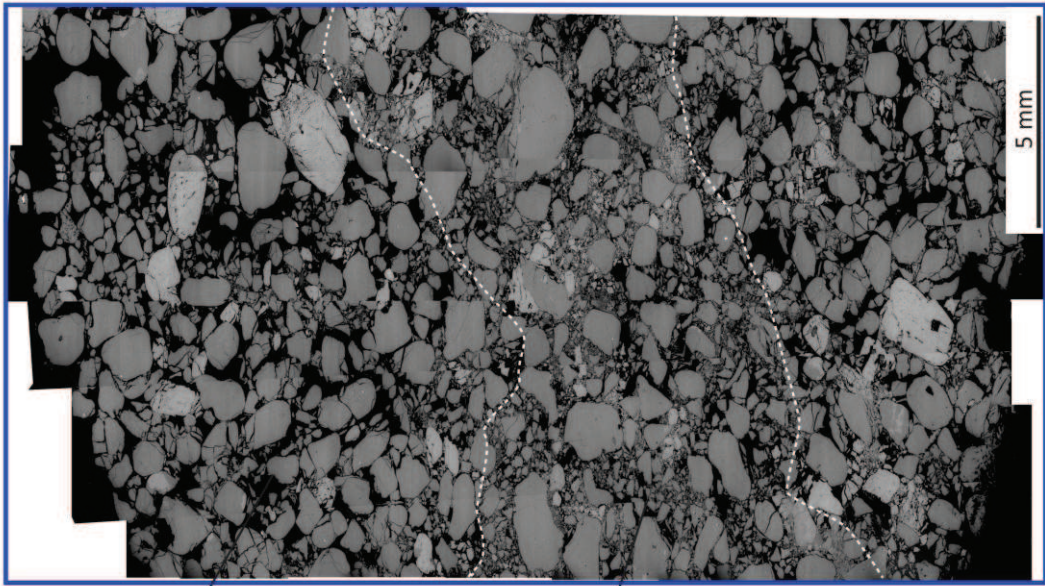


roche hôte peu
déformée

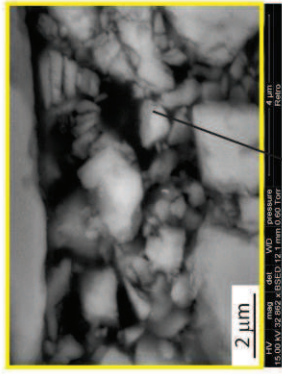
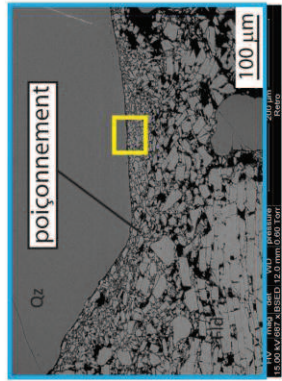
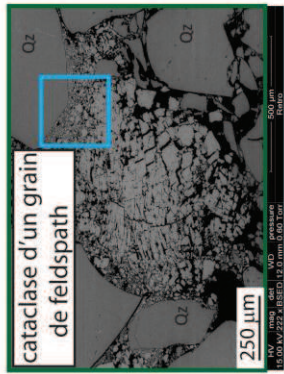


brin cataclastique

* Microstructure :



Porosité surfacique : Zone inter. Bande
31.1% 19.9%
31.5%

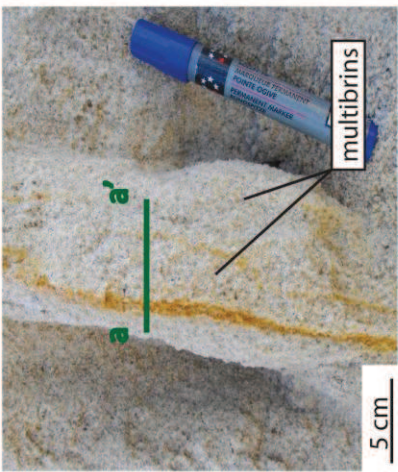


Protocataclase avec quelques grains
finement cataclasés (Fids), la plupart
des grains sont préservés

Roche hôte peu déformée
(quelques grains fracturés)

LAME BCO8 Boncavaï
Bande cataclastique multibrin,
normal

*** Macrostructure :**



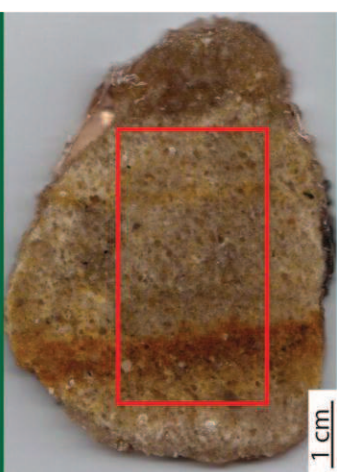
multibrins

5 cm

2 à 3 brins séparés par de la roche
peu déformée interstitielle

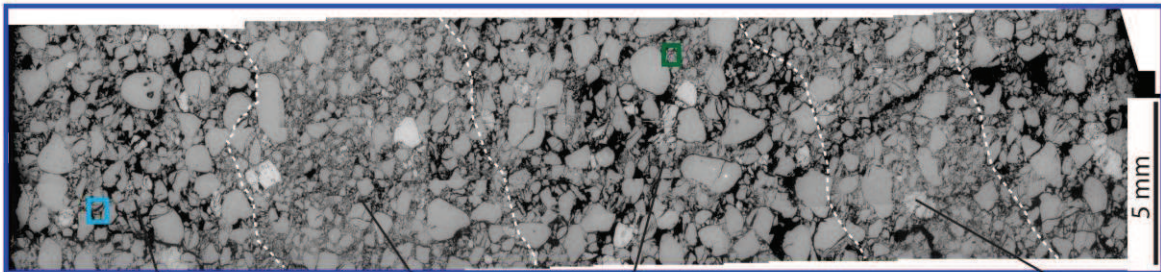
Orientation N°15E et subvertivale

*** Echantillonnage :**



1 cm

*** Microstructure :**



5 mm

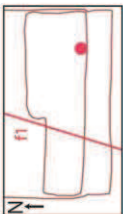
zone externe au multibrin,
poreuse et avec oxydes

Porosité surfacique :
Zone inter. 23.1%
Bande 17.1%
18.8%

brin cataclastique

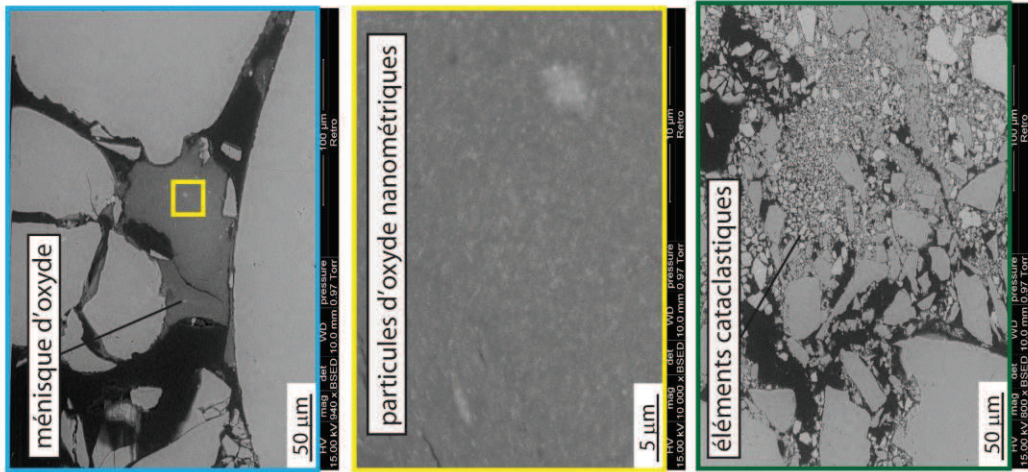
zone interstitielle
poreuse

brin cataclastique

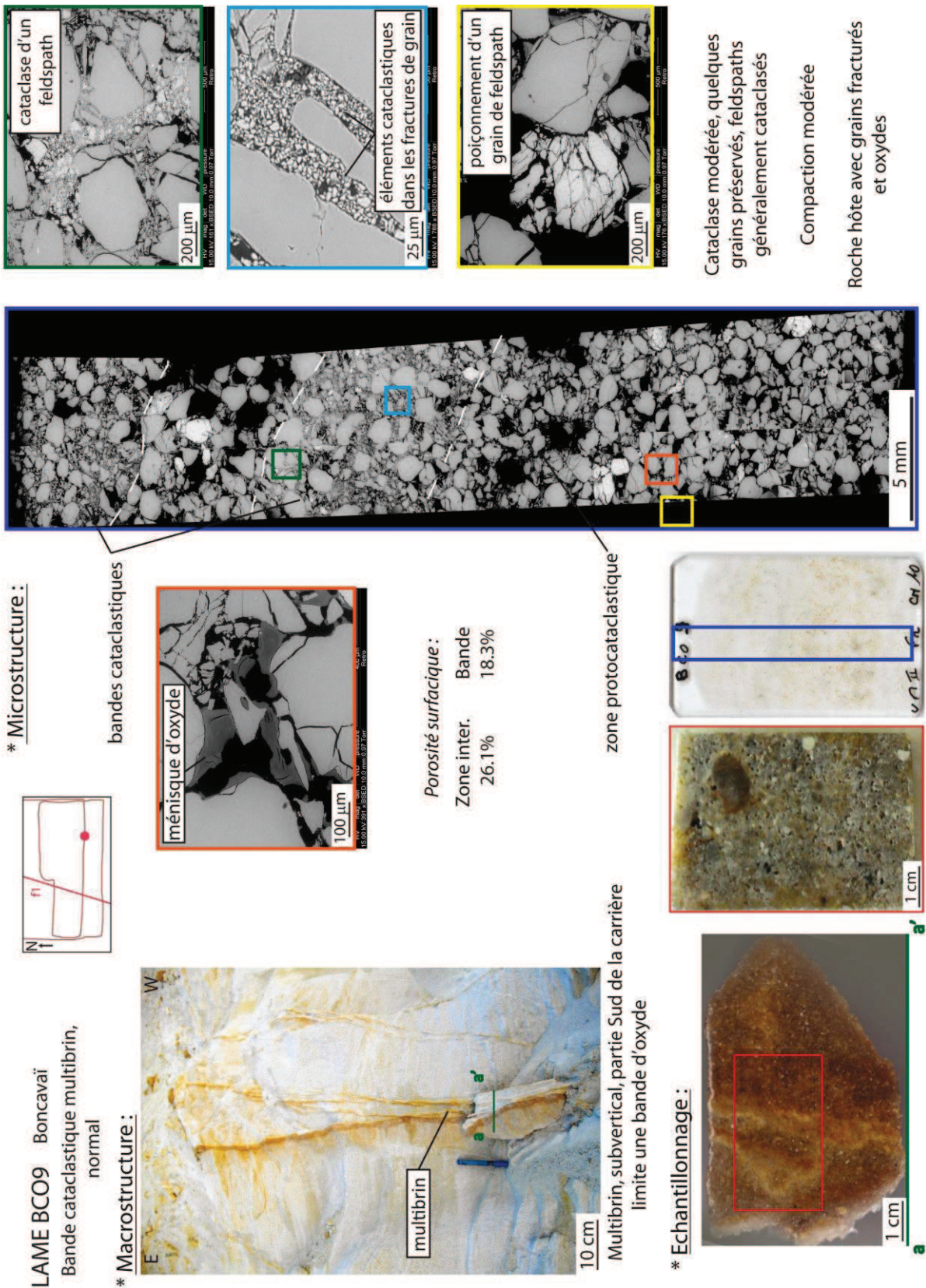


BCO8

VRB FL CN 10



Cataclase modérée, quelques grains préservés
zone interstitielles protocataclastiques

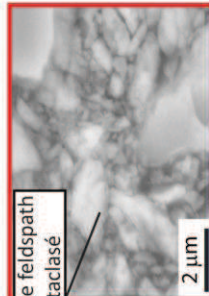
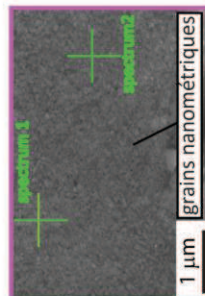
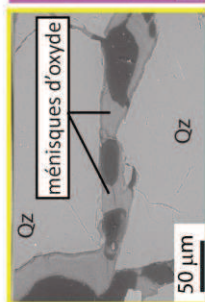
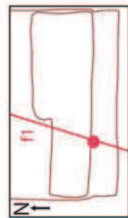


LAME BCO4

Boncavai

Bande cataclastiques multibrins

* Macrostructure:



Brins cataclastiques séparés par zones interstitielles moins cataclastiques.

Roche hôte avec grains fracturés et oxydes

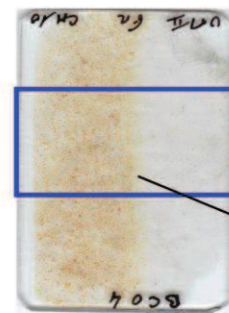
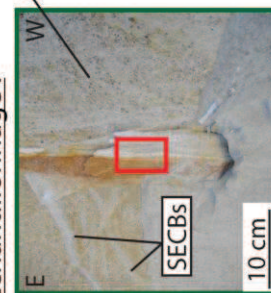
Porosité surfacique:

Zone inter. 19.3%

Bande

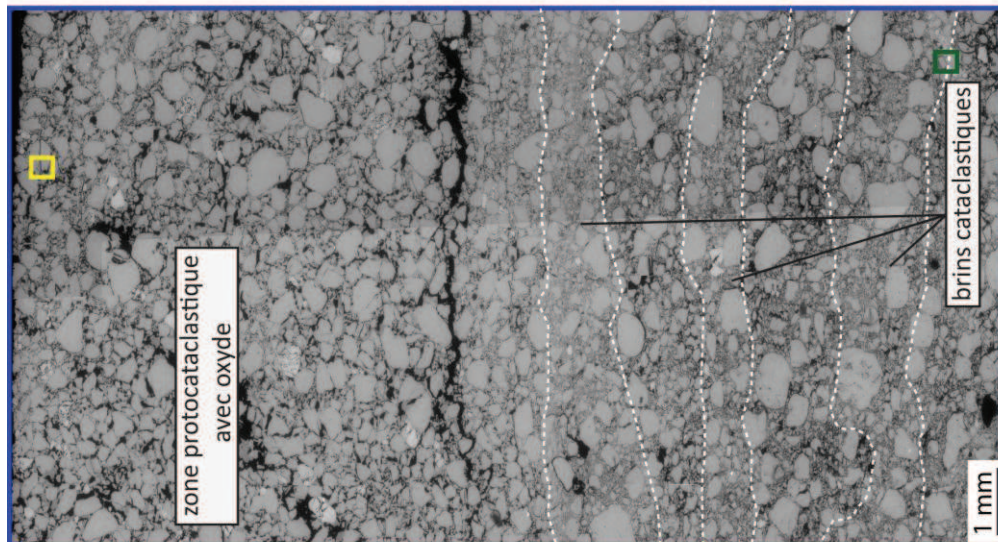
9.7%

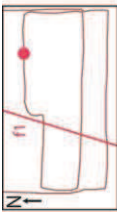
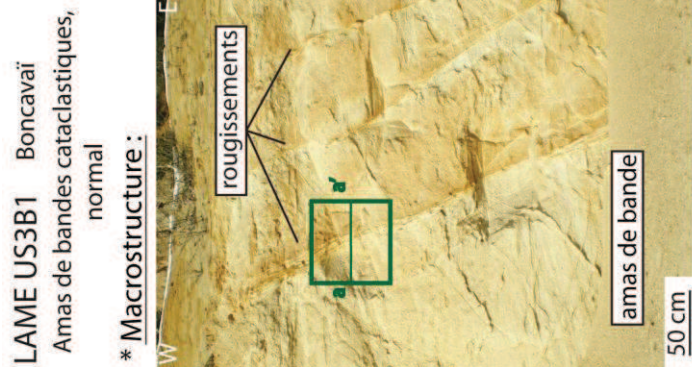
*** Echantillonnage:**



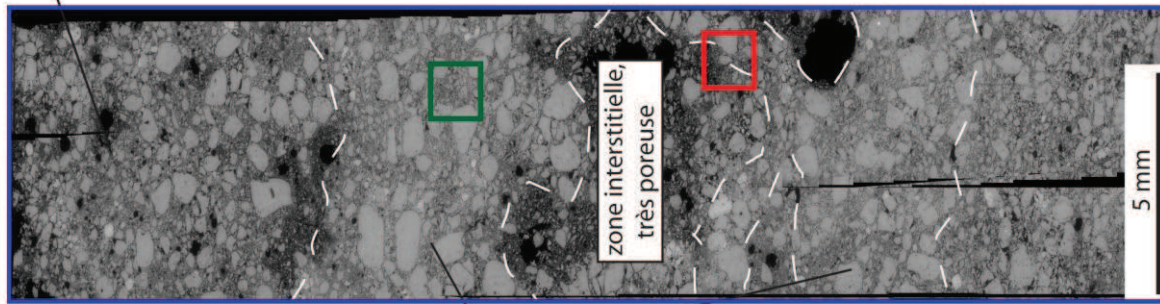
Mesure chimique (sonde) :

	C	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe	Zr
Spectrum 1	38.96	35.92	0.02	0.06	0.94	22.88	0.56	0.13	2.51	0.03
Spectrum 2	37.51	34.73	0.02	0.08	0.89	23.66	0.61	0.09	2.40	0.00
					atomic%,					
Spectrum 1	49.33	35.99	0.01	0.04	0.56	13.06	0.23	0.05	0.72	0.01
Spectrum 2	50.09	34.82	0.02	0.06	0.53	13.51	0.25	0.03	0.69	0.00



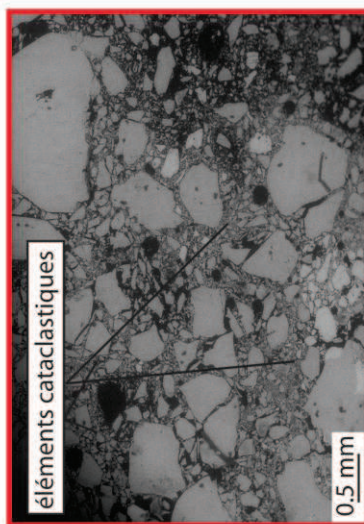
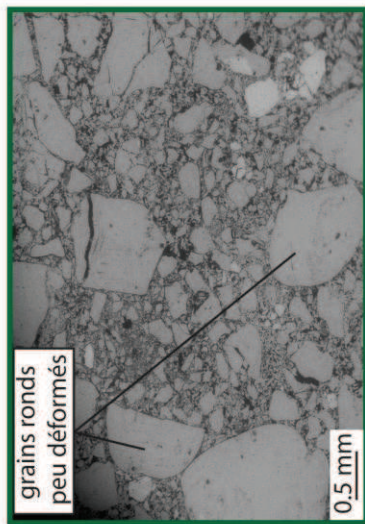


*** Microstructure :**



Porosité surfacique :

Zone inter.	Bande
25.7%	13.8%



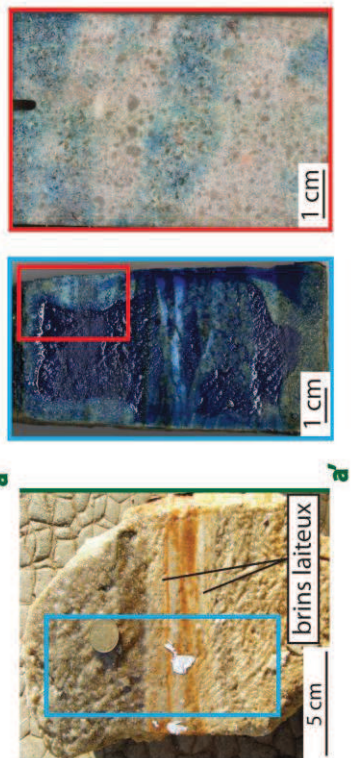
Brins à cataclase intense, avec éléments très fins et quelques grains grossiers arrondis préservés

Les parties intermédiaires restent en revanche très poreuses

Amas de bandes (cluster), fond de carrière, direction N°20E
pendage 65°E

Fort contrôle sur les rougissements

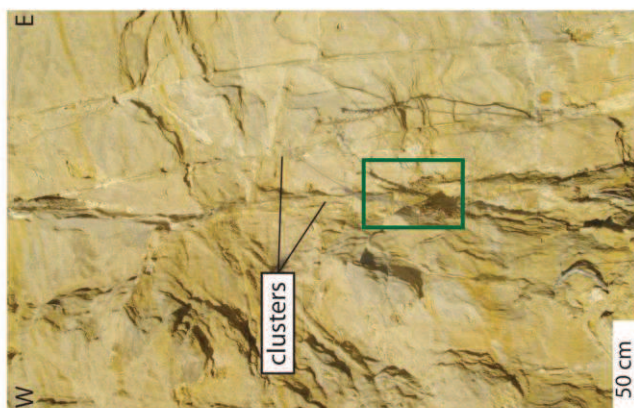
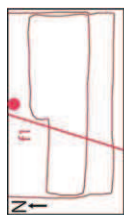
*** Echantillonnage :**



LAME BCO3 Boncavaï

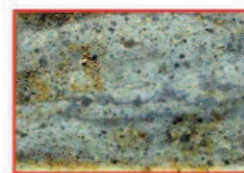
Amas de bandes cisailantes (cluster)

* Macrostructure :



Amas de bandes subvertical, N°25E, rejet = 50 cm, épaisseur = 4 cm, constitué de brin laiteux et grisâtres

* Echantillonnage :

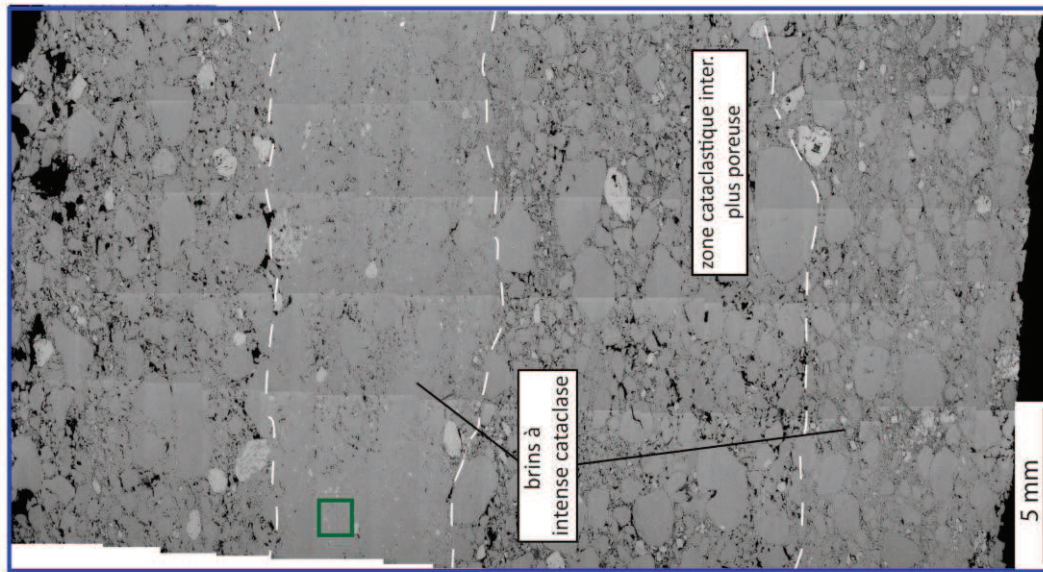


brin grisâtre

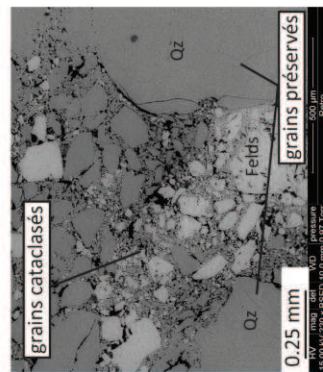
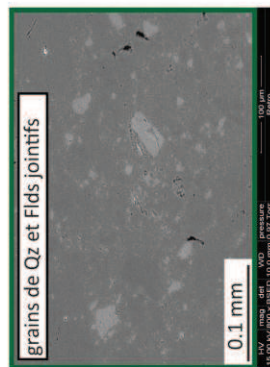
brins laiteux



* Microstructure :



Porosité surfacique :
Zone inter. 7.9%
Bande 2.6%
5.2%



La lame comporte le cluster sans roche hôte autour

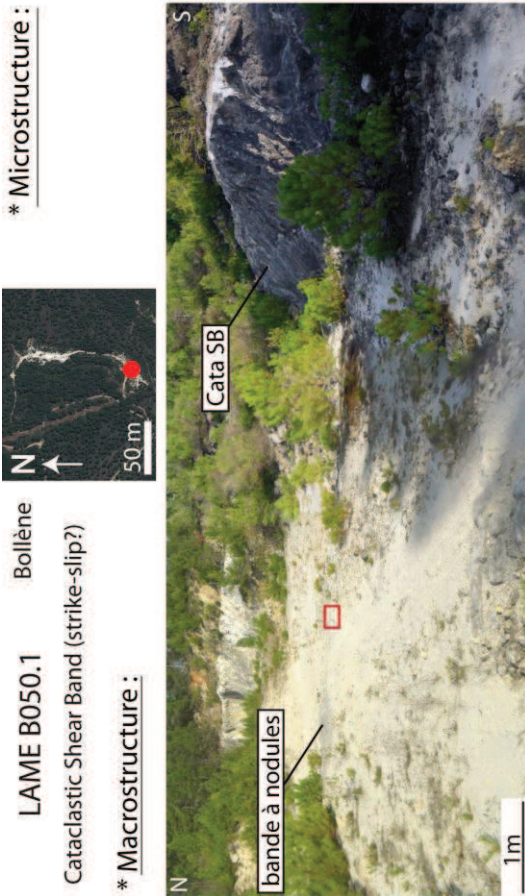
Plusieurs brins cataclastiques observés, notamment des brins à cataclase intense, à grains jointifs et peu poreux, séparés de zones interstitielles moins cataclastiques et poreuses

LAME B050.1


Bollène

Cataclastic Shear Band (strike-slip?)

*** Macrostructure :**




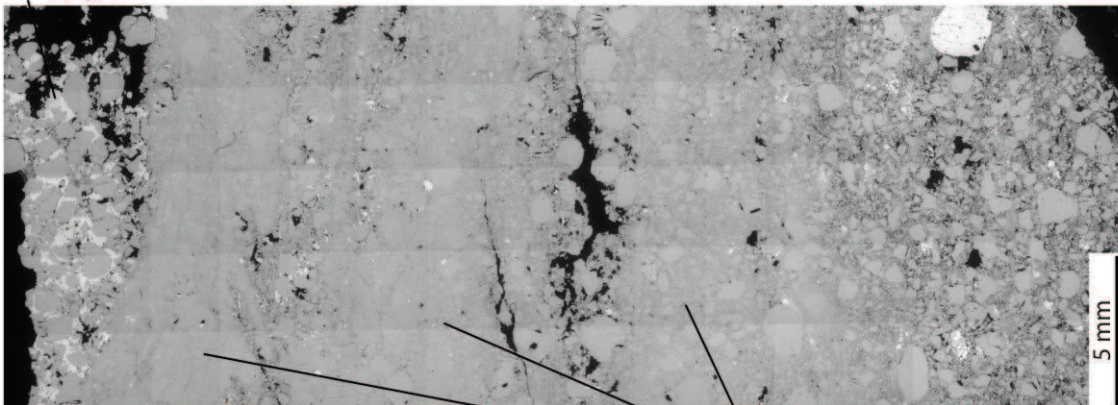
*** Microstructure :**



Entrée Sud de la carrière, affleurement sur le sol. Bande décrochante senestre qui recoupe les bandes N145 avec les nodules.

*** Echantillonnage :**





bande cata.

ciment de qz?

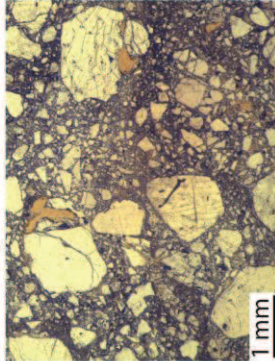
Cisaillement des grains de feldspaths. (Dilatance?)

Contacts cristallisés entre les grains, début de cimentation de quartz?

ciment carbonaté (calcite)

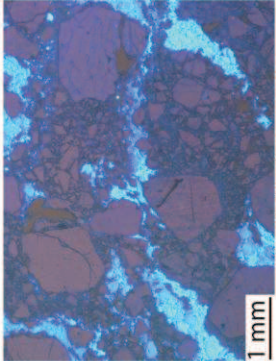
Bandes cataclastiques très compactantes et cisailantes. Quelques gros grains préservés dans la bande malgré la forte comminution

Dans la roche hôte voisine, les grains sont fracturés mais pas de comminution observée (préservation par le ciment de carbonate?, dilatance et circulation préférentielle de fluide, origine du ciment?)



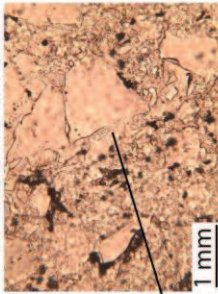
1 mm

microscopie optique



1 mm

cathodoluminescence



1 mm

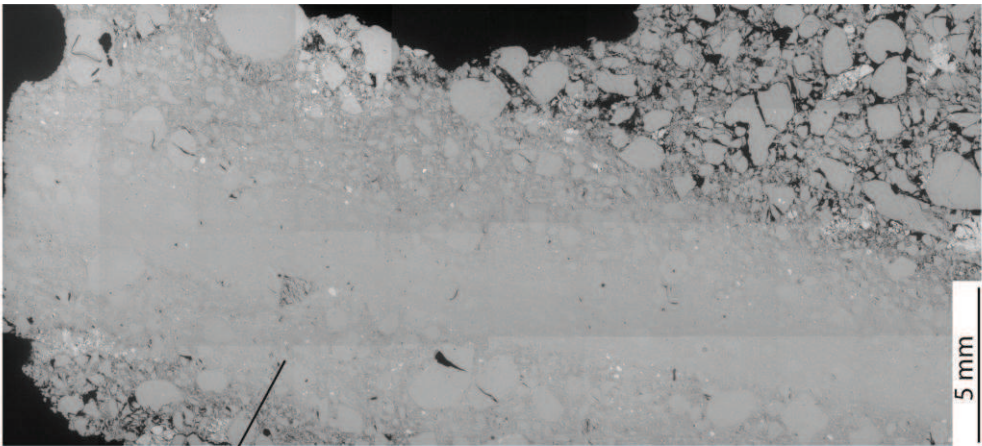
393



* Macrostructure :

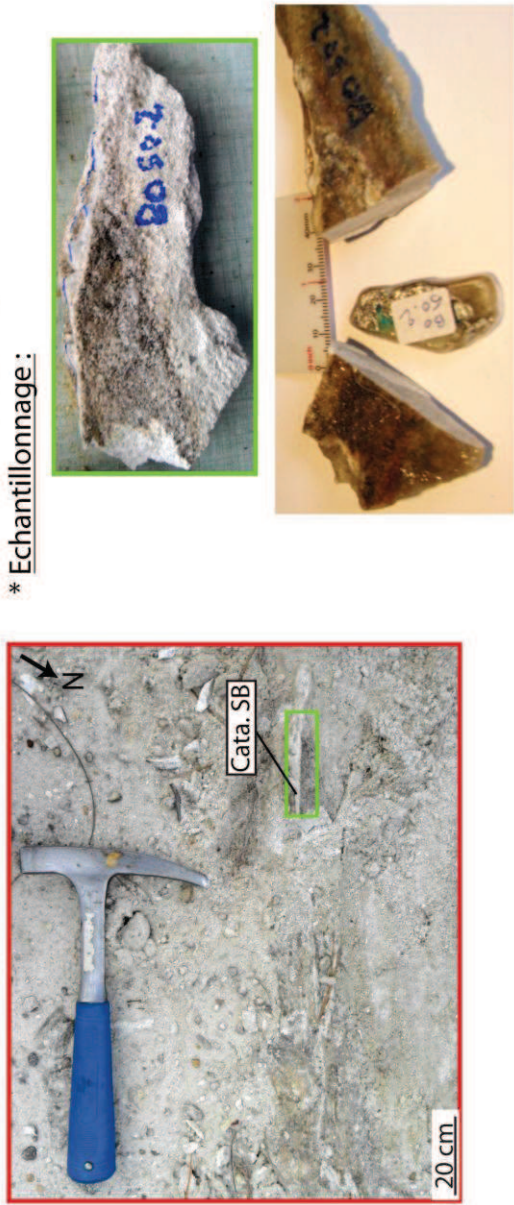


* Microstructure :



Bande cataclastique avec une forte comminution et une forte compaction.
Roche hôte voisine peu déformée (quelques grains fracturés mais pas de comminution).

* Echantillonnage :



Entrée Sud de la carrière, affleurement sur le sol. Bande décrochante senestre qui recoupe les bandes N145 avec les nodules.

LAME B050.3

Bollène
Cataclastic Shear Band (strike-slip)

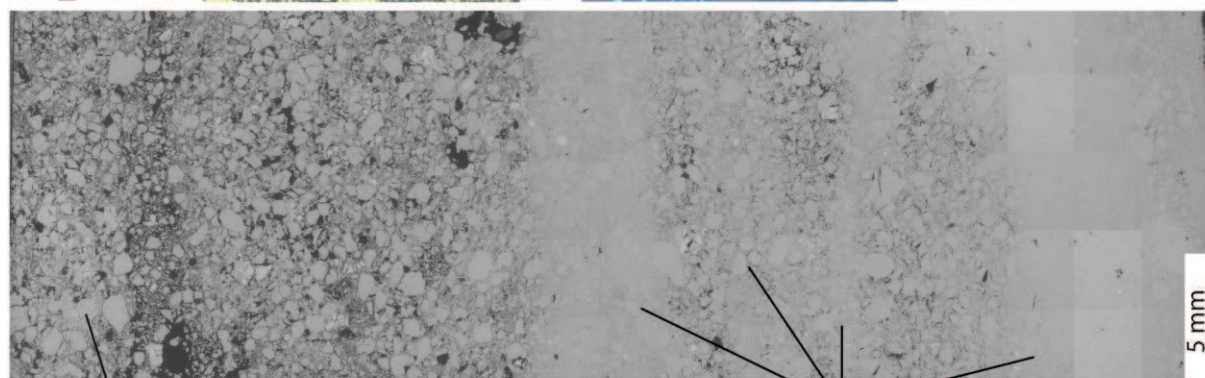


* Microstructure :
zone protocatclastique

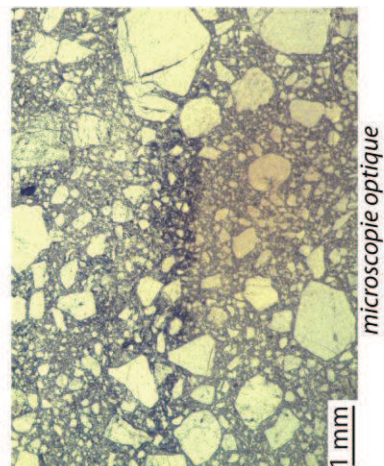


Entrée Sud de la carrière, affleurement sur le sol. Bande décrochante senestre qui recoupe les bandes N°145E avec les nodules

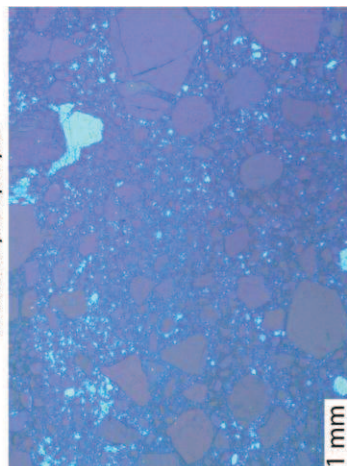
* Echantillonnage :



Bandes cataclastiques avec fortes compaction et comminution. Roche hôte voisine seulement peu déformée et limite entre bandes et RH très nette.

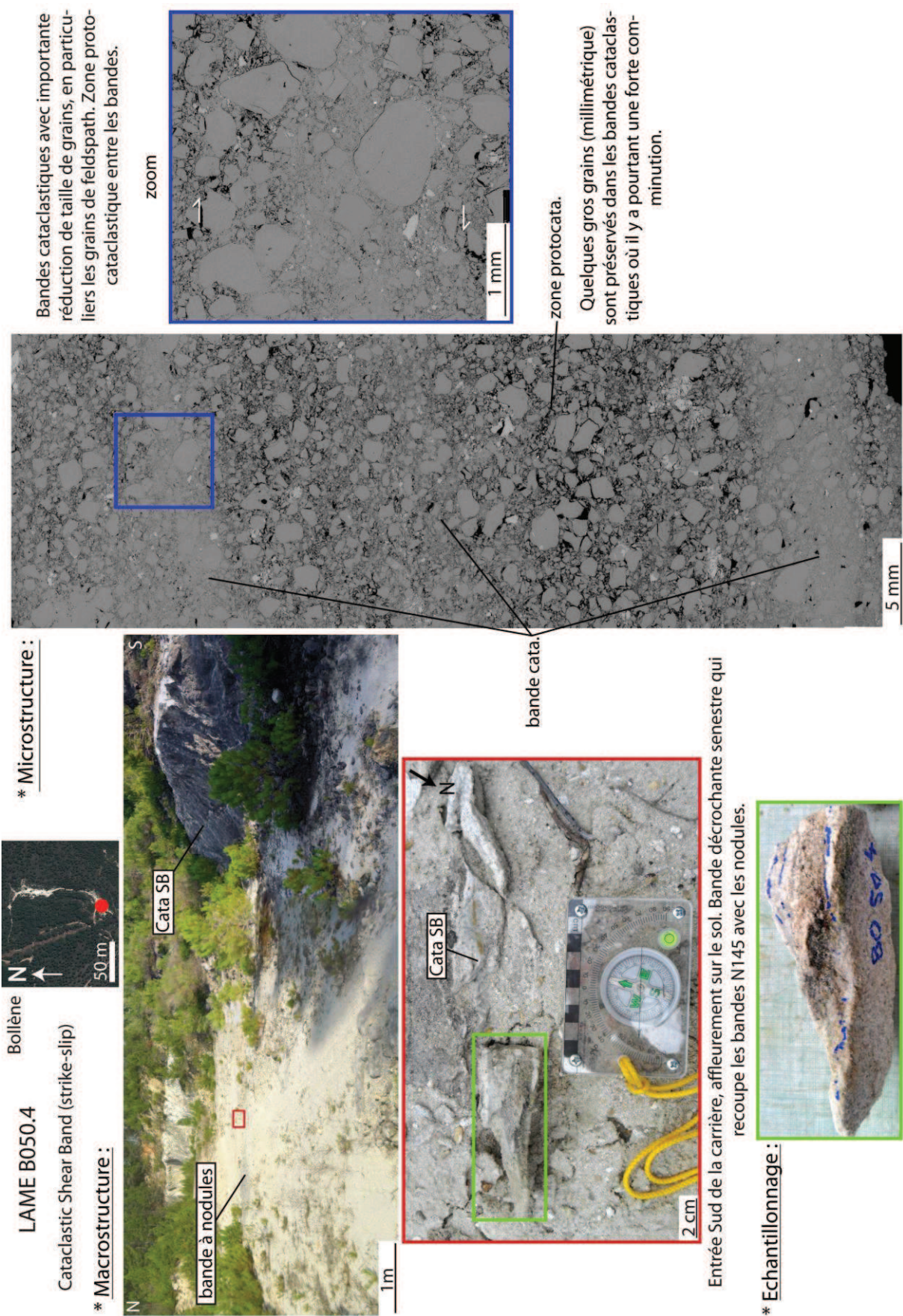


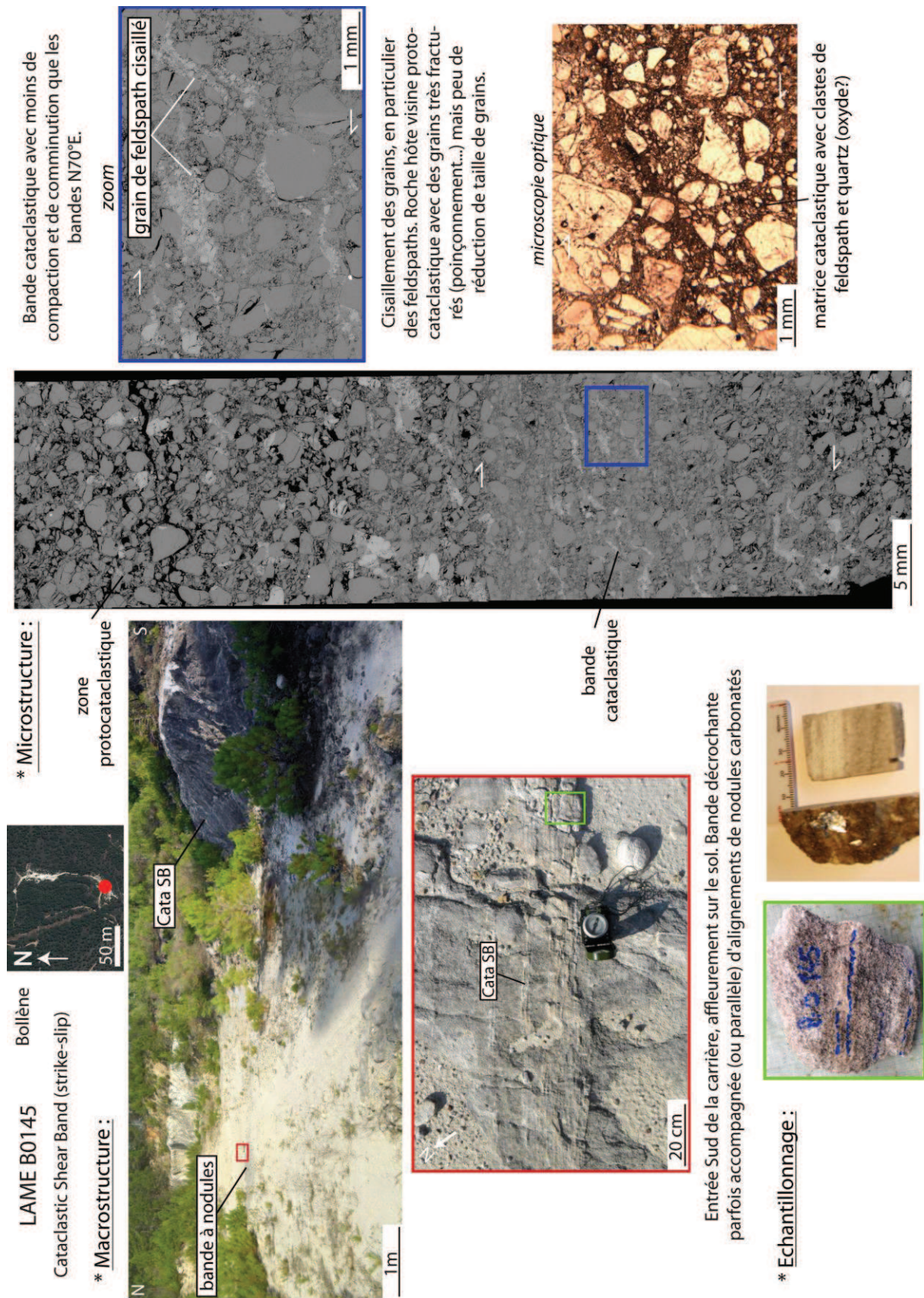
microscopie optique



cathodoluminescence.

Homogénéisation des clastes de quartz et de feldspaths dans les bandes (voir image par cathodoluminescence: bleu azur=feldspath, mauve=quartz)

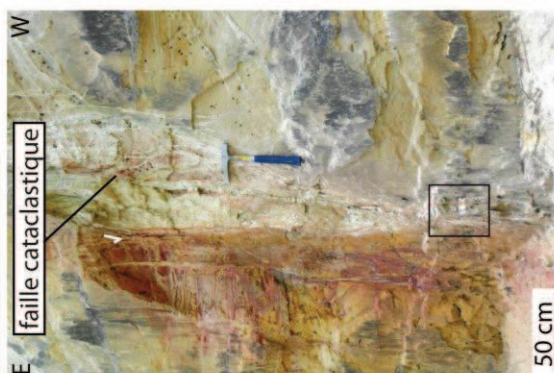




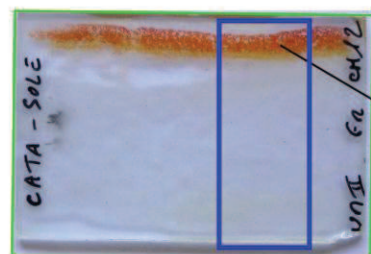
LAME CATA SOLE

Saint Michel
Faille cataclastique

* Macrostructure :

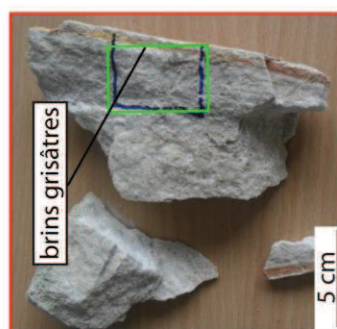


zone plus poreuse



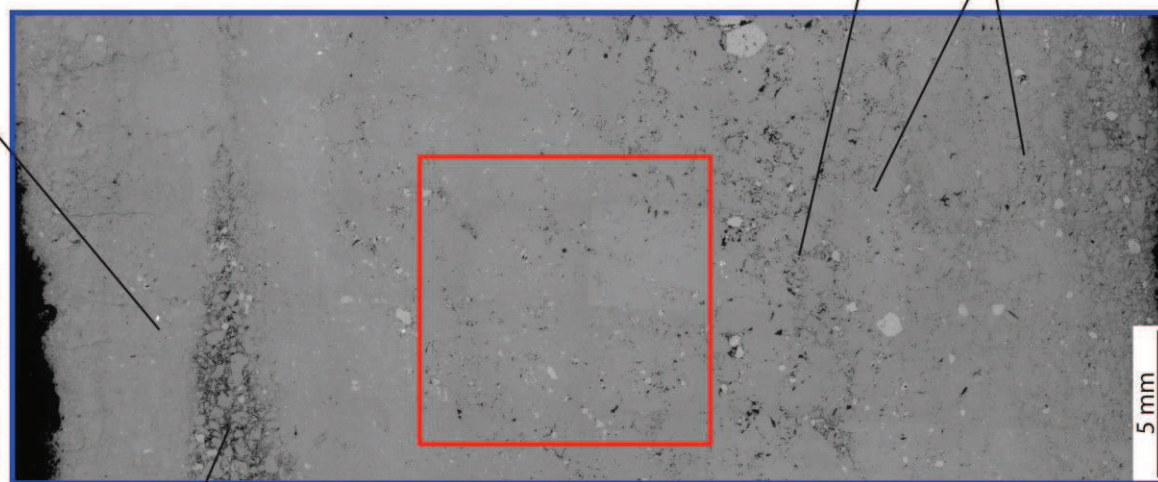
Faille verticale N°165°E, à cataclase intense, rejet normal supérieur à l'affleurement (décrochement?)

* Echantillonnage :



* Microstructure :

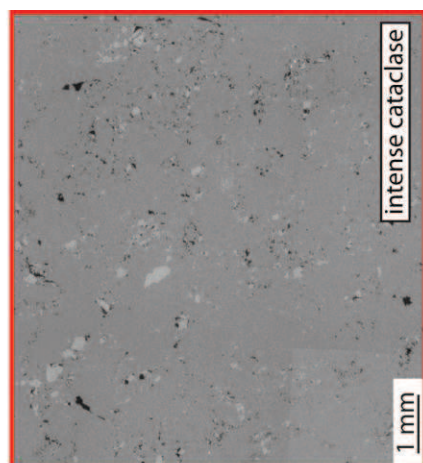
brin cataclastique



Cataclase intense avec formation de clastes micrométriques enrobant quelques gros grains arrondis préservés

Délimitation des grains non visible

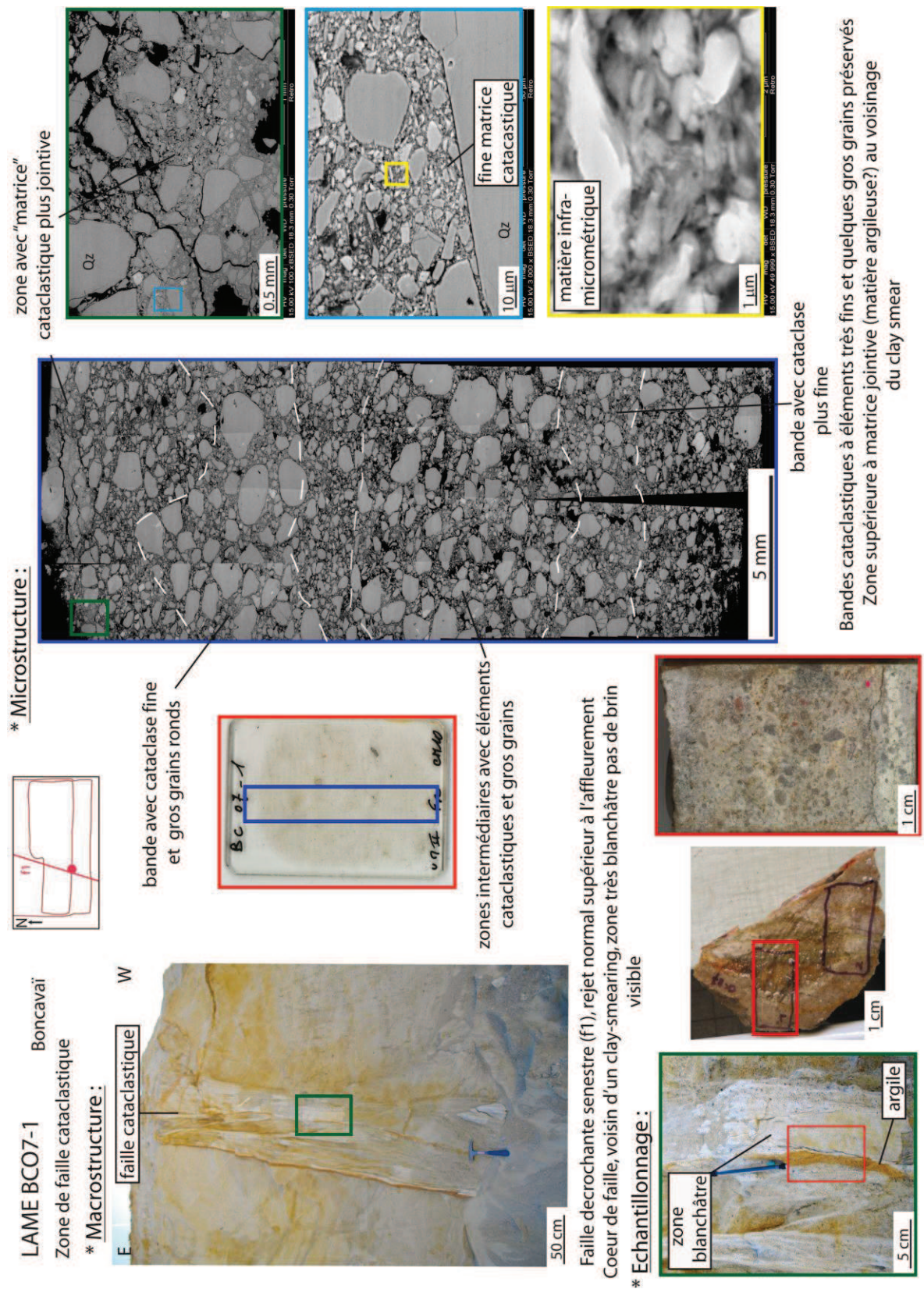
% de matrice cataclastique > 60%



Porosité surfacique < 2%

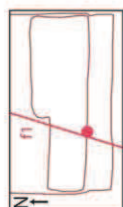
zone plus poreuse

brins cataclastiques



LAME BCO7-2 Boncavai
Zone de faille cataclastique

* Macrostructure :



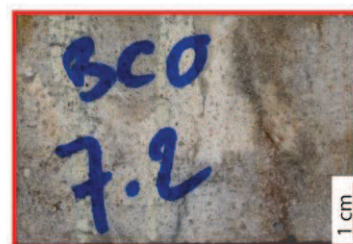
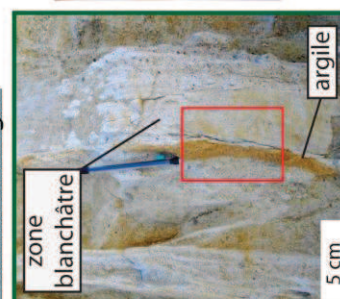
zones avec cataclase fine
et porosité faible



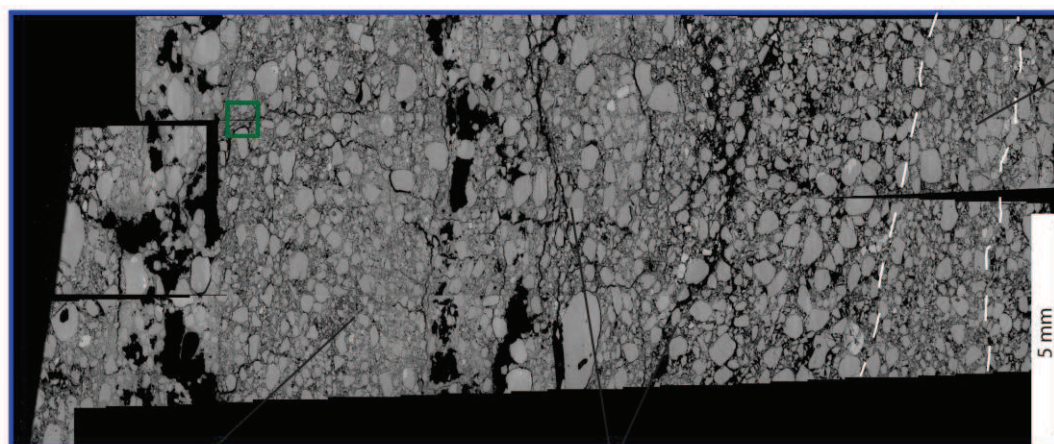
nombreuses fissures intergranulaires
et zones de vide

Faille décrochante senestre, rejet normal est supérieur à l'affleurement
Coeur de faille, voisin d'un clay-smearing, zone très blanchâtre pas de brin visible

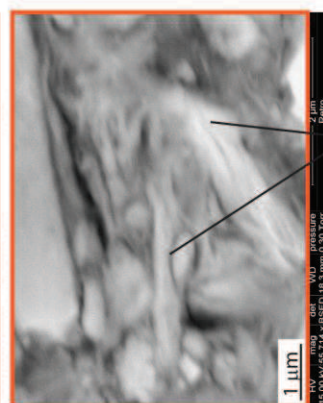
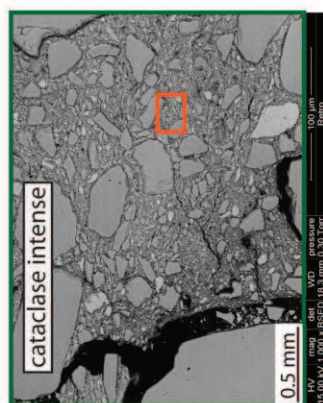
* Echantillonnage :



* Microstructure :



bande cataclastique



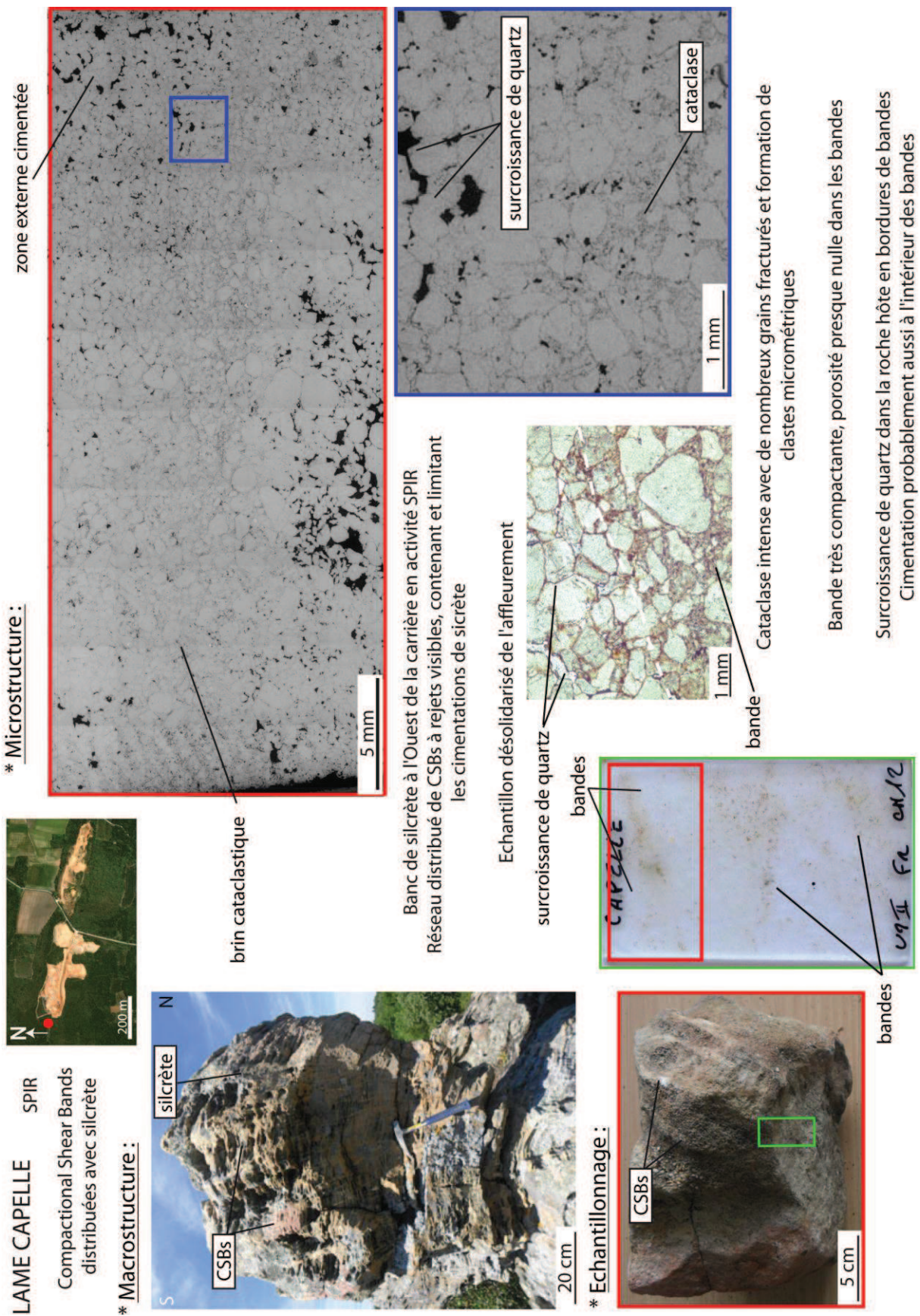
grains infra-micrométriques

Cataclase intense avec préservation
de quelques gros grains arrondis

Formation d'une matrice très fine
enrobant les grains
Très faible porosité

Formation de fracture transgranulaire
lié à la confection de la lame

D.2.5. Autres



LAME DIS DILAT2



Valbonnette
Bande de Dilatance ou
Fracture Ouverte

* Macrostructure :



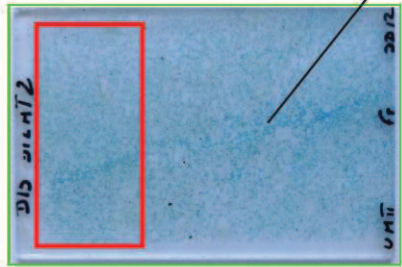
Bande de dilatance?

Affleurement de chemin, quelques structures ouvertes
d'orientation plutôt E-W et verticales, pas de rejet visible

* Echantillonnage :

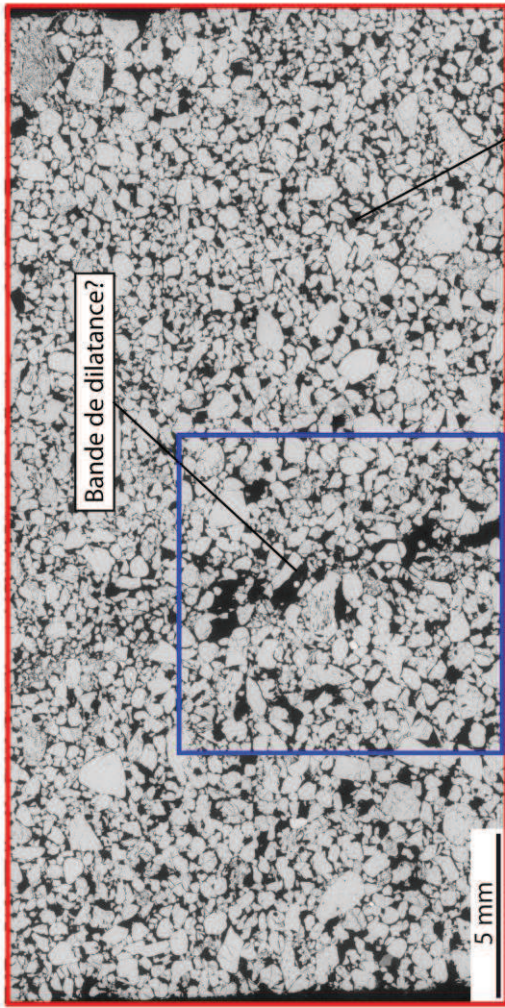


Bande de dilatance?

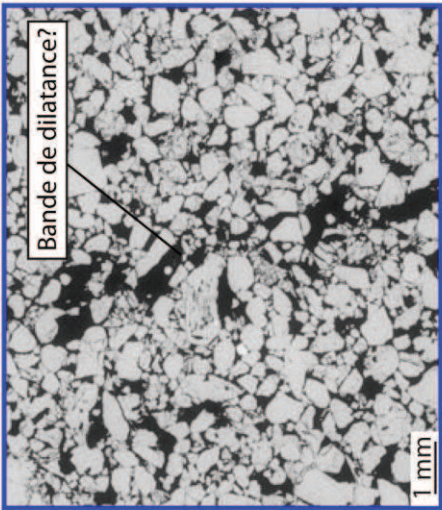


Bande de dilatance?

* Microstructure :



Bande de dilatance?



Bande de dilatance?

roche hôte

Grains légèrement cataclasés dans la bandes
(fractures et clastes)
→ signe de cisaillement?

structure dilatante

Roche hôte peu déformée (quelques
fractures dans les gains)

Porosité surfacique :

Roche hôte	Bande
25.06%	33.71%

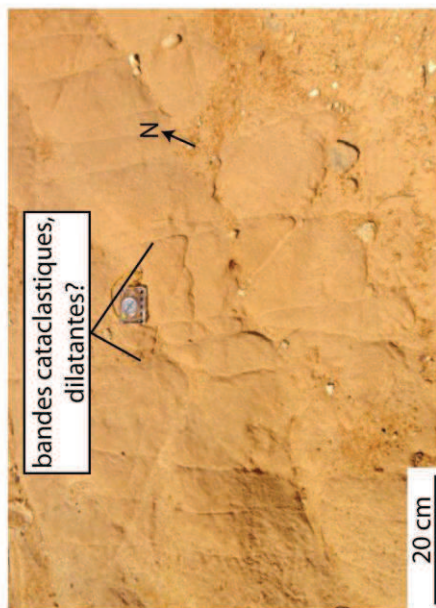
LAME DIS DILATA

Bande de Dilatance colmatée?

L'Etang (Solérieux)

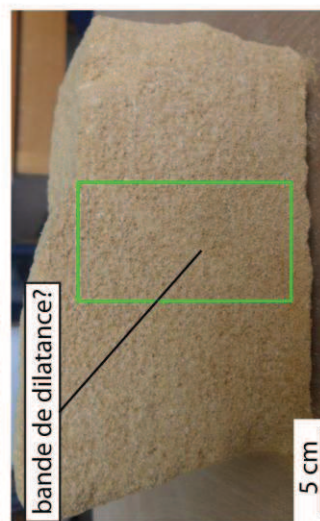


* Macrostructure :

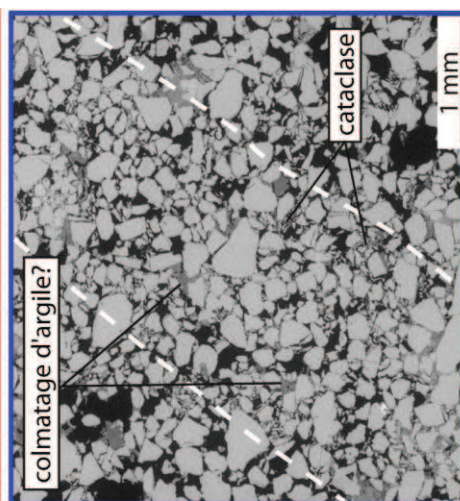
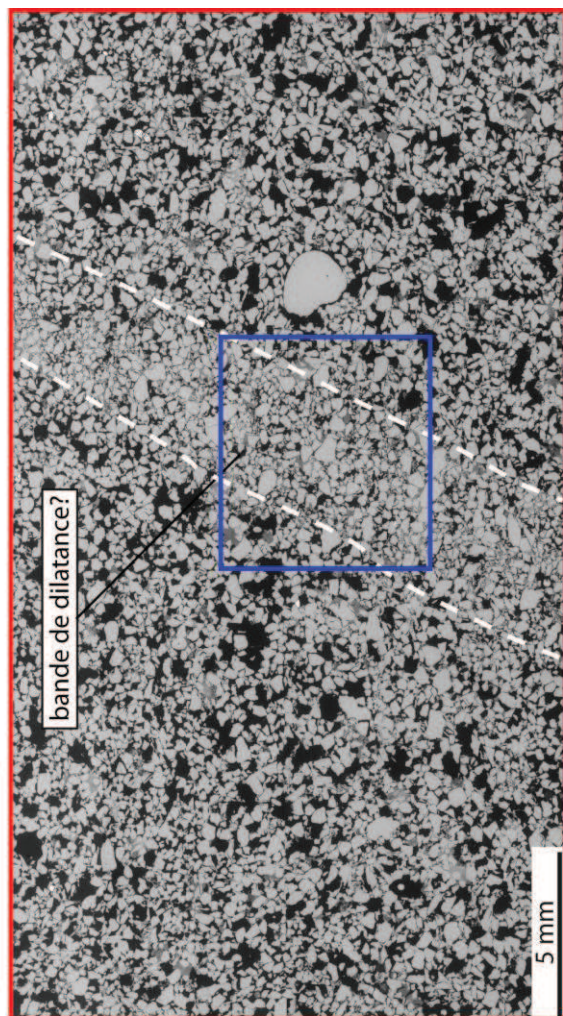


Structures apparemment ouvertes (relief négatif), verticales ou obliques (70°), par de rejet cisailant visible

* Echantillonnage :



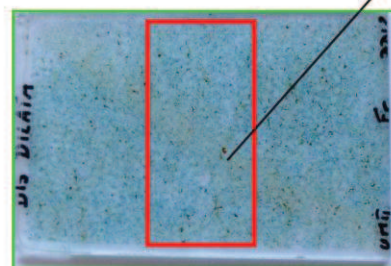
* Microstructure :



Roche hôte peu déformée (quelques fractures dans les gains)

Porosité surfacique :

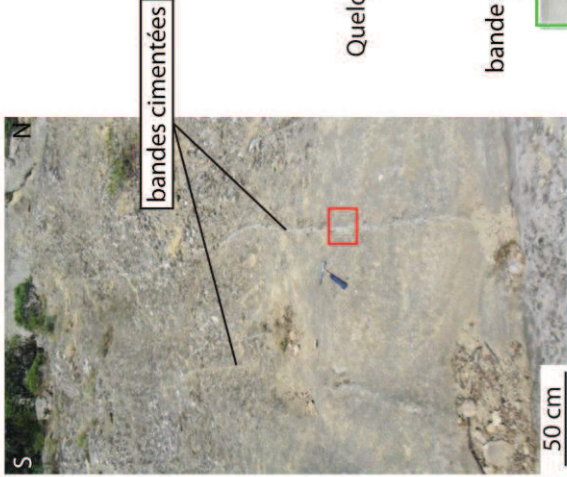
Roche hôte	31.89%
	30.5%
Bande	16.07%
avant colmatage	40.11%



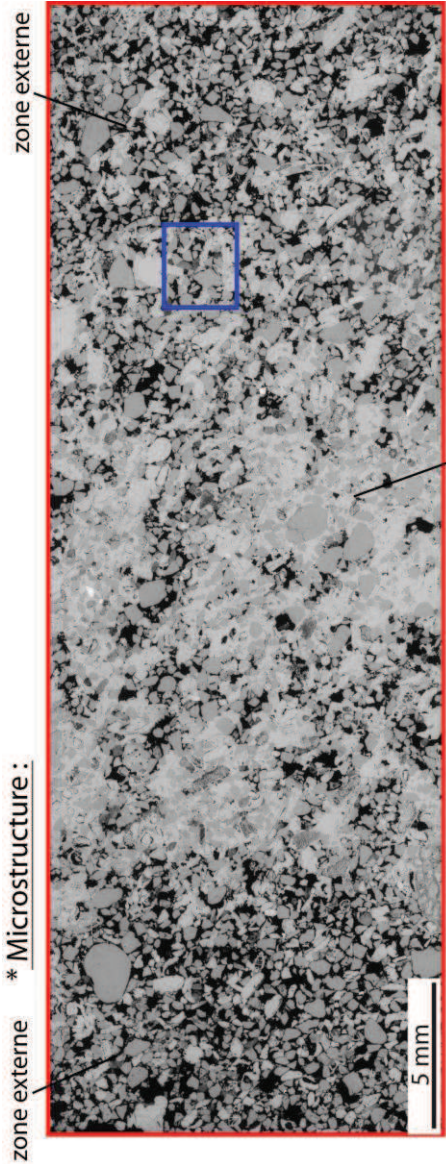
Quelques grains cataclasés dans la bande (crush microbreccia à protocataclase)
Présence d'éléments gris-foncés au MEB (argile?) entre les grains (colmatage?)



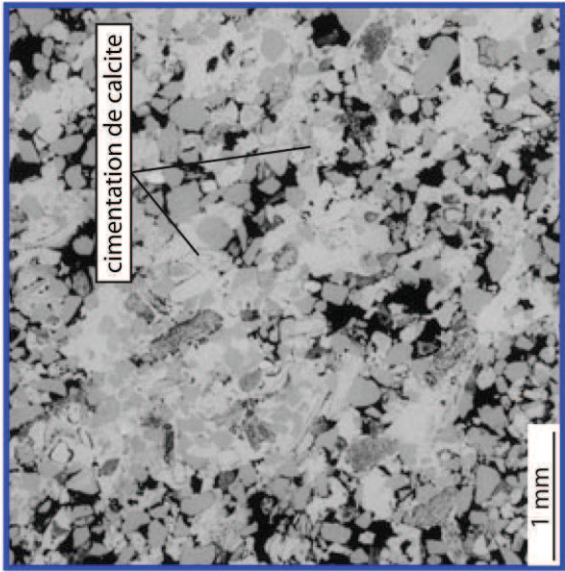
* Macrostructure :



* Echantillonnage :



brin cimentée

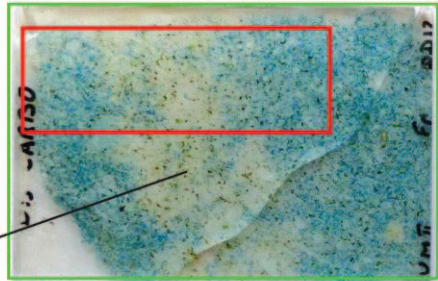


Molasse Miocène de St Restitut

Quelques "bandes" parallèles, orientées E-W cimentées de carbonate

Dizaine de mètres de longueur

bande cimentée




Pas de cataclase

Bande moins perméable que l'encaissant


LAME NODULE
Nodule carbonaté


Bollène

*** Macrostructure :**




*** Microstructure :**

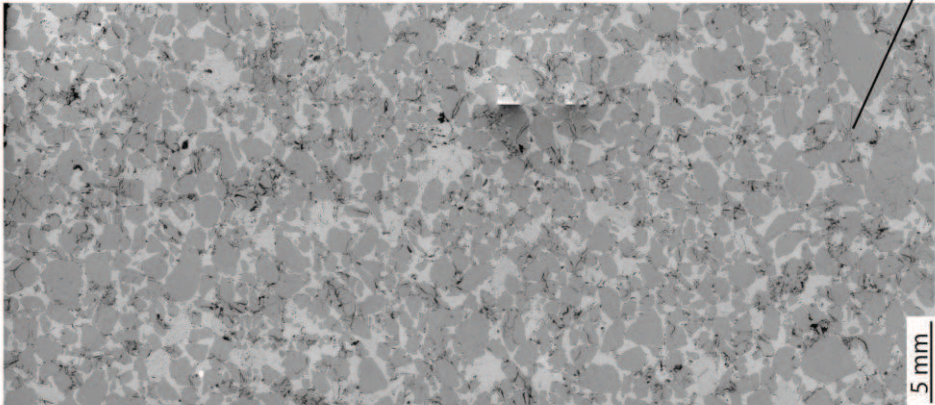


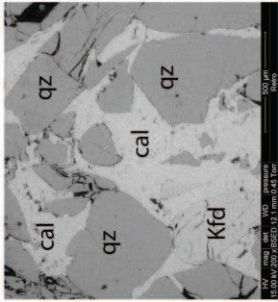


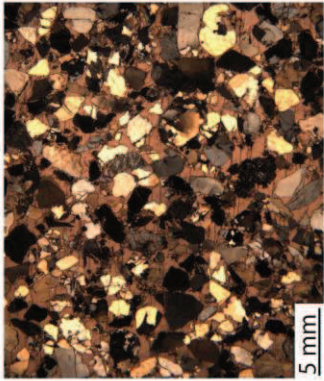
Entrée Sud de la carrière. Nombreux nodules en place au sein des sables, parfois alignés le long des bandes de déformation.

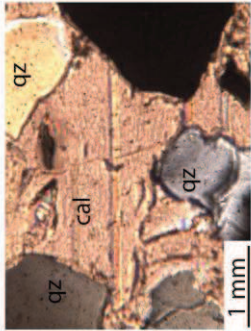
*** Echantillonnage :**











grains de quartz peu déformés

Roche constituée de grains de quartz et de feldspath faiblement déformés (quelques fractures intragranulaires, poinçonnement, etc..., mais pas de comminution) cimentés par de la calcite non déformée. Formation du ciment après déformation?